

50X1-HUM

Page Denied

50X1-HUM

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

50X1-HUM

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
ИМЕНИ А. И. ВОЕЙКОВА

ВЫПУСК 59 (121)



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1956

50X1-HUM

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 59 (121)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА
НАД ВОДОЕМАМИ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
М. П. ТИМОФЕЕВА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1956.

4

STAMP CLASSIFICATION
IF APPLICABLE



DD FORM 1142
JUN 56

АННОТАЦИЯ

Сборник объединяет работы 1954 и 1955 гг., посвященные вопросам исследования трансформации воздуха над водоемами и расчету испарения с поверхности ограниченных водоемов. Сборник содержит результаты и анализы экспедиционных исследований теплового баланса водоемов и метеорологических характеристик приповерхностного слоя.

Результаты исследования могут представлять интерес не только для специалистов метеорологов, но и для гидрологов, гидротехников и работников смежных специальностей.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
М. П. Тимофеев. О расчете составляющих теплового баланса ограниченных водоемов	3
Т. В. Кирилова. О методах расчета радиационного баланса	9
Т. В. Кирилова. Радиационный баланс водной поверхности	16
Т. А. Огнева. Характеристики турбулентного обмена над водоемами	22
Л. В. Несина. О расчете теплообмена в водоемах	29
Л. В. Несина. О влиянии стратификации температуры на теплообмен в воде	37
Т. В. Кирилова, Т. А. Огнева, М. П. Тимофеев. Испарение с поверхности ограниченных водоемов	40
Т. А. Огнева. Суточная изменчивость испарения и турбулентного теплообмена с воздухом водоемов	45
М. П. Тимофеев. Об изменении температуры и влажности воздуха над ограниченными водоемами	53
Т. А. Огнева. О распределении метеорологических над водоемами	61
И. С. Борушко. Влияние водоема на температуру и влажность воздуха окружающей территории	69

М. П. ТИМОФЕЕВ

О РАСЧЕТЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА
ОГРАНИЧЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Уравнение теплового баланса широко используется при решении многих вопросов метеорологии и гидрологии. В частности, оно применяется при исследовании гидрометеорологического режима ограниченных водоемов. При этом обычно используются две формы уравнения теплового баланса: для поверхности и для вертикальной колонны воды.

Применение уравнения теплового баланса для ограниченных водоемов [водоемы, размеры которых не превышают сотен км, а глубины находятся в пределах от нескольких метров до нескольких десятков метров (10—20 м)] связано с определенными особенностями.

Мы рассмотрим уравнение теплового баланса для поверхности. Как известно, это уравнение для безледового периода может быть записано в следующем виде:

$$R' = LE' + P' + B'. \quad (1)$$

Здесь R' — радиационный приход-расход, LE' — затраты тепла на испарение (конденсацию), P' — теплообмен между водной поверхностью и воздухом, B' — теплообмен между водной поверхностью и нижележащими слоями.

Величины R' , LE' , P' , B' иногда называются напряженностями потоков тепловой энергии и измеряются калориями на единицу поверхности и в единицу времени (например, кал/см² мин.). Если иметь в виду величины основных членов уравнения за некоторый промежуток времени (например, t), то имеет место аналогичное соотношение:

$$R_t' = LE + P + B,$$

где

$$R = \int_0^t R' dt; \quad E = \int_0^t E' dt; \quad B = \int_0^t B' dt; \quad P = \int_0^t P' dt.$$

Рассмотрим более подробно каждый член уравнения (1). Радиационный приход-расход (так называемый радиационный баланс) определяется следующим соотношением:

$$K' = S(1 - A) - (E_a - E_s), \quad (2)$$

где $S(1 - A)$ — поглощаемая водной поверхностью (A — альбедо) коротковолновая радиация, E_a — излучение водной поверхности, E_s — противоналучение атмосферы.

Учитывая, что S и E_a для суши и ограниченного водоема в том же пункте близки друг к другу, величину R' можно выразить через радиационный баланс для поверхности суши R_s' :

$$R' = R_s' + S(A' - A) - 4T^2(T_n - T') + 4\sigma T^4(T' - T_n), \quad (3)$$

где T_n' , T_n — температуры поверхности почвы и воды, T' — температура воздуха на суше, A' — альбедо суши.

Таким образом, для расчета радиационного баланса водной поверхности, кроме знания радиационного баланса суши, необходимы данные по альбедо и температуре водной поверхности и воздуха над сушей. Последнее уравнение имеет определенный интерес, поскольку оно позволяет определять радиационный баланс водной поверхности по данным о радиационном балансе суши.

Среднее альбедо водной поверхности известно на основании многочисленных экспериментальных данных. Несколько сложнее обстоит вопрос с данными о температуре поверхности водоемов. Экспериментальных данных, как известно, в настоящее время сравнительно мало; кроме того, температура поверхности водоема сильно зависит от характеристик и географического местоположения водоема. Поэтому актуальным является разработка расчетного метода для определения величины T_n .

Наиболее перспективным путем для разработки указанной методики нам представляется использование уравнения (1). Ниже излагается методика расчета величины T_n , основанная на результатах работы [4]. Относительно величин E' и P' можно отметить следующее.

Величина E' может быть выражена соотношением:

$$E' = au_2(e_n - e'), \quad (4)$$

где e_n — максимальная абсолютная влажность (мб), соответствующая температуре поверхности воды, e' — влажность воздуха на высоте 2 м (в условиях континентальной станции или у уреза водоема).

Величина a определяется размером водоема и средними характеристиками турбулентного обмена. Ее значение в настоящее время хорошо известно как по теоретическим исследованиям, так и по экспериментальным измерениям, u_2 — скорость ветра на высоте 2 м. На основании теоретических исследований [5], согласующихся с измерениями скорости испарения в естественных условиях [1], мы принимаем величину a равной

$$a = \frac{0.15}{x^{0.1}}, \quad (5)$$

где x — средний размер водоема по направлению скорости ветра. Если учесть, что

$$e_n \cong e_m(T') + \frac{de_n}{dT} \Big|_{T=T'} (T_n - T'),$$

то уравнение (4) можно переписать

$$E' = \frac{0.15 u_2}{x^{0.1}} [D + \alpha(T')(T_n - T')], \quad (6)$$

где D — дефицит влажности воздуха.

Формула (6) показывает, что скорость испарения полностью определяется дефицитом влажности воздуха только при условии $T_n = T'$, т. е. при равенстве температур поверхности воды и воздуха над сушей. Это, имея в виду ограниченные водоемы, повидимому, наблюдается редко.

Для члена P' имеет место аналогичное соотношение:

$$P' = bu_2(T_n - T') \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (7)$$

где

$$b = \frac{4.8}{x^{0.1}}. \quad (8)$$

Наименее изученной является величина B' . Чтобы получить выражение для B' ,

¹ Экспериментальные формулы величины E иногда вместо однозначного выражения для скорости ветра содержат двучлен, являющийся следствием ненадежного измерения существующими на метеостанциях приборами малых скоростей ветра.

рассмотрим уравнение теплопроводности для воды:¹

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + W \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (9)$$

Здесь θ — температура воды, W — скорость течения (координата x направлена вдоль течения), K — коэффициент турбулентной теплопроводности воды.

Мы фактически используем некоторый эффективный коэффициент, поскольку в правой части уравнения (9) не учитываем проникающую в воду радиацию. Интегрируя уравнение (9) по z от 0 до H (H — глубина водоема, ось z направлена вниз), получим

$$\int_0^H \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + \int_0^H W \frac{\partial \theta}{\partial x} dz = K \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0^H. \quad (10)$$

Для достаточно глубоких водоемов правая часть последнего уравнения при верхнем пределе сколь угодно близка к нулю. Однако для типичных ограниченных водоемов (таких, как искусственные водохранилища, неглубокие озера и т. д.) величина $K \frac{\partial \theta}{\partial z}$ отлична от нуля на обоих пределах. Таким образом, для наших условий получим

$$B' = B'_r + c \int_0^H \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + c \int_0^H W \frac{\partial \theta}{\partial x} dz, \quad (11)$$

где B'_r — теплообмен с ложем водоема, c — объемная теплоемкость воды.

Следует отметить, что последний член справа в обычных условиях сравнительно невелик из-за малой проточности водоемов, а также малости горизонтальных градиентов температуры. Поэтому приток тепла за счет течений мы в дальнейшем не учитываем.

Вертикальный профиль температуры воды представим в следующей форме:

$$\theta = T_n \varphi(z). \quad (12)$$

Функция $\varphi(z)$ в общем случае может иметь различный вид, однако ее значения для характерных режимов водоема легко указать. Для периода прогрева водоема (весна — лето) $\varphi(z) < 1$, для периода охлаждения $\varphi(z) > 1$, в условиях изотермии $\varphi(z) = 1$, что обычно имеет место для неглубоких водоемов в летнее время года. В литературе имеются данные по характерным значениям функции $\varphi(z)$ [1].

Учитывая сказанное, уравнение (9) можно переписать

$$B' \cong B'_r + c \alpha \frac{dT_n}{dt}, \quad (13)$$

где

$$\alpha = \int_0^H \varphi(z) dz.$$

Величина B'_r может быть оценена или на основании известных литературных данных, или рассчитана по следующей приближенной формуле:

$$B'_r = c' \beta \frac{dT_n}{dt}, \quad (14)$$

если известно распределение температуры в подстилающем водоем грунте.

¹ Учитывая физические процессы в условиях ограниченных водоемов и их изученность, мы не считаем целесообразным решать уравнение (9) для получения выражения величины B' .

В формуле (14) введены обозначения:
 c' — объемная теплоемкость грунта,

$$\beta = \int_0^{H_1} f(z) dz,$$

S_n — температура на поверхности ложа водоема.

Принимая во внимание выражения для отдельных членов уравнения (1), получаем следующее дифференциальное уравнение для определения температуры поверхности воды:

$$\frac{dT}{dt} + mT = n, \quad (15)$$

где

$$T = T_n - T',$$

$$m = \frac{4\sigma T^3 + Lau_2 D - B'_r - cx \frac{dT'}{dt} + 4\sigma T^3 (T' - T_n)}{ca},$$

$$n = \frac{R'_c + S(A' - A) - Lau_2 D - B'_r - cx \frac{dT'}{dt} + 4\sigma T^3 (T' - T_n)}{ca}.$$

Решение уравнения (12), при слабой зависимости m от времени, как известно, имеет вид:

$$T_n - T' = e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \int_0^t n e^{m\tau} d\tau \right]. \quad (16)$$

Последнее можно записать и в несколько другой форме:

$$T_n - T' = e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \frac{n}{m} (e^{mt} - 1) \right] \quad (17)$$

Формулами (16), (17) решается вопрос расчета температуры поверхности воды, а тем самым и расчет основных членов уравнения теплового баланса водоема. Кроме того, эти формулы дают связь между температурой воздуха (на уровне 2 м) и температурой поверхности воды, поэтому они имеют самостоятельный интерес. Известно, что подобную связь обычно пытались устанавливать эмпирическим путем (см., например, работу Б. Д. Зайкова [3]), который не мог обеспечить необходимой физической обоснованности и общности получаемых выводов. Связь между указанными температурами устанавливается для различных периодов осреднения по времени температур воды и воздуха (сутки, месяц, сезон). Учитывая это обстоятельство, перепишем формулу (17) для средних по промежутку времени t величин T_n и T' . Тогда получим следующее соотношение (обозначения букв не меняем):

$$\bar{T}_n - \bar{T}' = \frac{1}{mt} (e^{-mt} - 1) \left[(T_n - T')_0 + \frac{n}{m} \right] + \frac{n}{m}. \quad (18)$$

Формула (17) имеет особое значение для расчета изменения температуры поверхности воды на основании данных о температуре воздуха, что может иметь прогностический смысл и в особенности для прогнозирования величины T_n , близкой к нулю градусам. Для этих целей формула (17) может быть переписана следующим образом:

$$T_{nt} = T'_t + e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \frac{n}{m} (e^{mt} - 1) \right]. \quad (19)$$

Температура T_{nt} , равная и ниже нуля, очевидно, может наблюдаться при выполнении условия:

$$T'_t + e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \frac{n}{m} (e^{mt} - 1) \right] \leq 0.$$

Рассмотрим случай равенства величины T_n нулю. Тогда промежуток времени, необходимый для достижения этой температуры, будет равен

$$t = -\frac{1}{m} \ln \left[\frac{\frac{n}{m} - (T' - T_n)_0}{T'_t + \frac{n}{m}} \right].$$

Если известна температура T'_t , то можно рассчитать момент, когда температура поверхности воды будет равна 0°, т. е. время, после которого возможно замерзание водоема. Очевидно, возможно выписать аналогичную формулу для любой заданной температуры T_{nt} .

Если в формулу (3) подставить значение величины $(T_n - T')$ из формулы (17), то получим следующее выражение для расчета радиационного баланса поверхности водоема:

$$R' = R_c + S(A' - A) - 4\sigma T^3 e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \frac{n}{m} (e^{mt} - 1) \right]. \quad (20)$$

Следует отметить, что в последнюю формулу из характеристик водоема входят только величины: альbedo водной поверхности, начальная поверхностная температура воды (которая всегда известна), распределение температуры воды и подстилающего грунта водоема (величины α и β), «ветровые множители» для испарения и теплообмена (величины a и b) и некоторые физические константы (теплоемкость грунта и воды).

Несмотря на небольшое количество параметров, входящих в расчетную схему, последняя учитывает в первом приближении весь сложный комплекс факторов, определяющих гидрометеорологический режим водоема.

При использовании изложенной схемы расчета радиационного баланса водоема возможны существенные упрощения схемы, часть из которых можно сейчас отметить.

Для мелководных водоемов (искусственные водохранилища, мелководные озера) в летний период устанавливается распределение температуры по вертикали близкое к изотермическому. В этих условиях можно использовать следующие приближенные соотношения:

$$\varphi(z) = 1, \quad S_n \cong \theta_n \cong T_n$$

и поэтому

$$B'_r \cong c' \rho \frac{dT_n}{dt}.$$

Характер основного уравнения (15) при учете указанных упрощений не изменяется, и в окончательном виде вместо формулы (16) мы будем иметь

$$T_n - T' = e^{-mt} \left[(T_n - T')_0 + \int_0^t n_1 e^{m\tau} d\tau \right], \quad (21)$$

где m_1 , n_1 аналогичны прежним величинам m и n и имеют следующие значения:

$$m_1 = \frac{Lau_2 D + Lau_2 D + 4\sigma T^3}{c' \beta + cH}, \quad (22)$$

$$n_1 = \frac{R'_c + S(A' - A) - Lau_2 D - (c' \beta + cH) \frac{dT'}{dt}}{c' \beta + cH}. \quad (23)$$

Величина радиационного баланса за некоторый промежуток времени на основании формулы (16) определяется следующим соотношением:

$$R = R_c + \int_0^t S(A' - A) dt - \frac{4\sigma T_0^3}{m} \left\{ (e^{-mt} - 1) \left[(T_n - T'_n) + \frac{\bar{n}}{m} \right] - \frac{\bar{n}}{m} t \right\}. \quad (24)$$

Таким образом, расчет величины радиационного баланса для поверхности водоема свелен в основном к расчету этой величины для поверхности суши, методика которого в настоящее время хорошо разработана (см. [2]).

Поскольку мы получили возможность рассчитывать температуру поверхности водоема, постольку, используя уравнение (1), мы можем рассчитать величины испарения E' и теплообмена P' и затем определить величину B' как остаточный член. Для определения величины B' можно получить следующую формулу:

$$B' = R_c + S(A' - A) - Lau_2 D + 4\sigma T^3 (T' - T'_n) - [4\sigma T^3 + Lau_2 \alpha (T') + bu_2] \left[(T_n - T'_n) + \frac{\bar{n}}{m} (e^{mt} - 1) \right] e^{-mt}. \quad (25)$$

Эта формула может рассматриваться как уточнение формулы (13), использованной нами для определения температуры поверхности водоема. Кроме того, зная величину B' , можно рассмотреть целый ряд важных вопросов (нагревание и охлаждение водоема, роль в этом процессе теплообмена с грунтом, величины коэффициента теплообмена для воды и т. д.).

Для получения величины B' за какой-либо промежуток времени необходимо выражение (25) проинтегрировать по t . Тогда получим

$$B = R_c + \int_0^t [S(A' - A) + 4\sigma T^3 (T' - T'_n)] dt - La \int_0^t u_2 D dt - [4\sigma T^3 + Lau_2 \alpha (T') + bu_2] \left\{ \left[\frac{\bar{n}}{m} - (T_n - T'_n) \right] \frac{e^{-mt} - 1}{m} + \frac{\bar{n}}{m} t \right\}. \quad (26)$$

В заключение необходимо отметить, что изложенная методика расчета составляющих теплового баланса водоема делает возможным исследование временных изменений этих величин.

ЛИТЕРАТУРА

- Браславский А. П. и Видулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоздат, 1954.
- Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенко Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
- Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Труды ГГО, вып. 21 (75), 1949.
- Лайхтман Л. Л., Тимофеев М. П. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4, 1956.
- Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ., вып. 7, № 120, 1949.

Т. В. КИРИЛЛОВА

О МЕТОДАХ РАСЧЕТА РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА

Расчет величин радиационного баланса по данным метеорологических наблюдений является важным вопросом метеорологии, поскольку эти величины имеют широкое прикладное значение.

В настоящее время М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд и Л. И. Зубенко [1] разработана методика таких расчетов для климатологических целей.

Для расчетов радиационного баланса при определении испарения водохранилищ А. П. Браславским и З. А. Видулиной [2] рекомендуется иная методика как по коротковолновой, так и по длинноволновой радиации. В указанных двух работах рассмотрен и использован большой литературный материал по предложенным ранее расчетным формулам и можно считать, что в настоящее время указанные методы расчета [1, 2] являются наиболее разработанными.

Авторами этих работ были поставлены разные цели: в первом случае необходимо было выработать общий подход для построения карт теплового баланса, а во втором случае нужна была детализированная методика для расчета радиационного баланса отдельных водоемов.

Разработка детализированной методики привела авторов [2] к необходимости учета в эмпирической формуле целого ряда факторов, целесообразность учета которых в ряде случаев спорна.

Целью настоящей статьи является рассмотрение существующих методов и выбор наиболее надежного метода расчета радиационного баланса водоемов и его составляющих по данным метеорологических наблюдений. То обстоятельство, что подлежащее рассмотрению методы относятся к разным условиям подстилающей поверхности, в ряде вопросов не играет роли, в некоторых же вопросах будет специально учитываться. Будем рассматривать предлагаемые расчетные формулы применительно к подстилающей поверхности суши.

Т. Г. Берлянд [1] предлагает рассчитывать радиационный баланс по формуле

$$B = Q_0 [1 - (1 - k) n] (1 - \alpha) - E_0 (1 - cn^2) - 4\sigma T^3 (T_n - T) \quad (1)$$

$$Q_0 = S' + D,$$

где B — радиационный баланс; Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе; S' — прямая радиация; D — рассеянная радиация; E_0 — эффективное излучение при безоблачном небе; α — излучательная способность поверхности; c — постоянная Стефана — Больцмана; n — степень облачности в долях единицы; α — альбедо; k — коэффициент, характеризующий зависимость E от n ; k — коэффициент, показывающий, какая доля солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу облаков, доходит до земной поверхности при наличии полной облачности; T_n — температура поверхности почвы; T — температура воздуха.

А. П. Браславский предлагает рассчитывать радиационный баланс по формуле

$$B = Q_0 k_p k_z \left\{ 1 - P [k'_n n_n + k'_{n+c} (n_0 - n_n)] \frac{1}{1 - \alpha} (1 - \alpha) - \sigma T_n^4 + \sigma T^4 [c'_n n_n + c'_{n+c} (n_0 - n_n) + A (1 - n_0)] \right\}, \quad (2)$$

где Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе при $\alpha = 0$ на уровне моря и при среднем значении e ; k_r — коэффициент, учитывающий влияние отклонения влажности от ее среднеширотного значения; k_z — коэффициент, учитывающий влияние высоты данного пункта над уровнем моря; P — коэффициент, характеризующий относительную плотность облачного покрова; k_n , k_{a+c} — коэффициенты, характеризующие непропускание облаками нижнего и верхнего плюс среднего ярусов суммарной солнечной радиации; n_n и n_{a+c} — облачность (в долях единицы) нижнего и верхнего плюс среднего ярусов; γ — доля повторной рассеянной коротковолновой радиации, $\gamma = 0,03 + 0,5 n_n + 0,42 n_{a+c}$; $\frac{1}{1-\gamma a}$ — коэффициент, учитывающий вторичное рассеяние; c_n , c_{a+c} — коэффициенты, учитывающие влияние облачности на эффективное излучение; A — коэффициент, характеризующий встречное излучение атмосферы; этот коэффициент зависит от влажности воздуха и от характера вертикального распределения температуры и влажности воздуха в тропосфере.

Штрихи при буквах Q_0 , k_n , k_{a+c} , c_n и c_{a+c} означают несколько иной смысл этих величин в формулах Браславского по сравнению с формулами Берлянда. Начнем рассмотрение приведенных формул (1, 2) с суммарной радиации безоблачного неба.

На рис. 1 представлен годовой ход суммарной радиации при безоблачном небе, рассчитанный по формулам (1, 2) на широтах 40° и 70°. При сравнении следует учесть то, что величины суммарной радиации в формуле (2) даны при альбедо равно нулю. По этой причине все значения Q_0 должны быть в среднем меньше Q_0 на 6%. Действительно, принятая зависимость суммарной радиации от альбедо дается формулой

$$k_r = \frac{1}{1-\gamma a}, \quad (3)$$

где γ — коэффициент, зависящий от облачности:

$$\gamma = 0,3 + 0,5 n_n + 0,42 (n_a - n_n). \quad (4)$$

При $n = 0$ $\gamma = 0,3$. Таким образом, $k_r = \frac{1}{1-0,3a}$. При значении $a = 0,2$ $k_r = 1,06$.

Из рассмотрения рис. 1 следует, что величины суммарной радиации, представленные в работе [2], меньше, чем те же величины работы [1]. Большие различия наблюдаются для низких широт (40°) и в летние месяцы.

Т. Г. Берлянд получила таблицу значений суммарной радиации на основании обработки материалов наблюдений 37 станций. Подобная таблица дается А. П. Браславским по данным наблюдений 7 актиметрических станций. Можно считать данные [1] более надежными. Однако следует подробнее остановиться на множителе k_r . При больших значениях альбедо величина k_r значительно возрастает. Так, при $a = 0,8$ $k_r = 1,32$. Величины Q_0 , определенные в [1] по фактическим данным наблюдений, включают «автоматически» зависимость от альбедо, поскольку 37 станций расположены в районах с различным характером подстилающей поверхности. Однако использование их для водоемов может привести к некоторому превышению величин суммарной радиации. Облачность усиливает эффект влияния альбедо на суммарную радиацию, что никак не учитывается формулой.

Однако введение множителя k_r в выражение для Q нельзя считать удачным, так как выражение $\frac{1}{1-\gamma a}$ характеризует увеличение только рассеянной радиации, а в формуле (2) этот множитель относится и к прямой радиации.

На рис. 2 представлена зависимость величины k_r от степени облачности при различных величинах альбедо для облаков нижнего яруса. При средних условиях облачности и при различиях в альбедо в 10% различия в величинах k_r составляют 7—8%, что в месячных суммах составляет в летние месяцы около 1 ккал/см². месяц.

Использование зависимости (3) приводит к существенным различиям величин суммарной радиации над сушей и водоемом. Однако экспериментальных данных, подтверждающих формулы (3) и (4), нет, и поэтому требуется специальная проверка для решения вопроса о целесообразности их использования.

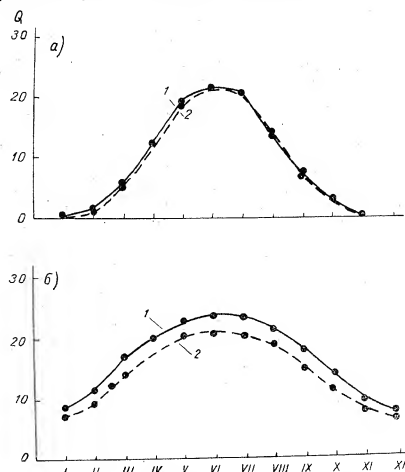


Рис. 1. Годовой ход суммарной радиации при безоблачном небе: а — широта 70°, б — широта 40°. 1 — по ф-ле Берлянда, 2 — по ф-ле Браславского.

Трудность этой проверки заключается в том, что увеличение суммарной радиации, обусловленное вторичным рассеянием, с увеличением облачности учитывается частично при определении коэффициентов k для различных широт. Трудно поэтому выделить эффект увеличения влияния облачности благодаря вторичному рассеянию от общего изменения суммарной радиации из-за наличия коэффициентов, принятые в вышеупомянутых зависимостях (4, 5), то влияние вторичного рассеяния на суммарную радиацию, вероятно, следует учитывать отдельно.

Что касается введения коэффициентов k_r и k_z , то последним имеет, вероятно, смысл пользоваться только в горных условиях, а коэффициент k_{a+c} по определению авторов, изменяется очень незначительно (0—2%). Поэтому в обычных расчетах без ущерба для точности можно принимать $k_r = k_z = 1$.

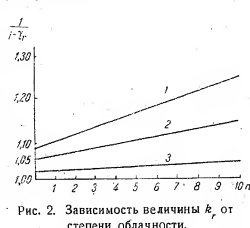


Рис. 2. Зависимость величины k_r от степени облачности.

Различия в поглощенной радиации обусловлены и различным учетом облачности. Влияние облачности на величину суммарной радиации согласно вышеприведенным формулам (1, 2) может быть представлено следующими выражениями:

$$\frac{Q_a}{Q_0} = [1 - n(1 - k)], \quad (5)$$

$$\frac{Q_a}{Q_0 k_e k_z \left[1 - \frac{1}{\gamma_a}\right]} = \{1 - P[k_n n_n + k_{a+c}(n_0 - n_n)]\}. \quad (6)$$

Положив $P=1$, сравним значения коэффициентов k . Для случаев сплошной облачности должны выполняться равенства $k=1-k_n$ при нижней облачности и $k=1-k_{a+c}$ для облаков верхнего и среднего яруса.

Осреднив значения k_n и k_{a+c} , рассчитанные в работе [2] в годовом ходе, получим следующие значения по широтам (табл. 1).

Таблица 1

Значения коэффициентов	70°	60°	50°	40°	30°
k	0,50	0,40	0,36	0,33	0,32
$1 - k_n$	0,24	0,23	0,22	0,21	0,16
$1 - k_{a+c}$	0,60	0,56	0,51	0,47	0,44
$(1 - k)_{cp}$	0,42	0,40	0,36	0,34	0,30

За исключением широты 70° средние величины $\frac{k_{a+c} + k_n}{2}$ хорошо согласуются со значениями k . Равенство коэффициентов не говорит в данном случае об одинаковом влиянии облачности, поскольку зависимость от степени и характера облачности в формуле (6) содержится в множителях P и $\frac{1}{1-\gamma_a}$. Введение коэффициента $P < 1$ мало обосновано; области изменения P , представленные в работе [2], условны, и нет необходимости вводить этот множитель отдельно от коэффициента k . Наличие множителя $\frac{1}{1-\gamma_a}$ говорит об общем преувеличенном влиянии облачности по формуле (2) по сравнению с формулой (1). Расчеты показывают, что в некоторых случаях различия в месячных суммах радиации за счет различного учета облачности составляют величины порядка 1 ккал/см² месяц. Величины поглощенной радиации, рассчитанные для нескольких пунктов по формулам (1 и 2) в ккал/см² месяц представлены в табл. 2.

Таблица 2

Пункты наблюдения	Расчетные формулы	Месяцы				
		V	VI	VII	VIII	IX
Воевоков	(1)	10,5	11,3	9,0	6,6	4,2
1953	(2)	9,1	10,2	8,0	5,8	3,6
Свердловск	(1)	8,2	11,5	10,4	8,4	—
1942—1951	(2)	7,5	10,4	9,3	7,9	—
Запорожье	(1)	—	13,0	16,0	12,2	9,1
1953	(2)	—	10,7	11,7	9,8	7,3
Балхаш	(1)	12,0	11,6	13,1	11,8	10,1
1953	(2)	10,1	10,0	10,4	9,5	7,8

Рассмотрение таблицы показывает, что расчет по формулам (2) дает по сравнению с формулой (1) меньшие на 10—30% величины поглощенной радиации. На юге расхождения значительно больше.

При определении расходной части радиационного баланса основные различия расчетных формул (1), (2) сводятся к тому, что в первой формуле использовалась квадратичная зависимость для учета влияния облачности на эффективное излучение, а не линейная; кроме того, во второй формуле зависимость от влажности, облачности и стратификации вводится через излучение атмосферы. Прежде всего представляет интерес сравнение принятых в методах зависимостей эффективного излучения безоблачного неба от влажности. Полагая при этом равенство температуры поверхности температуре воздуха. На рис. 3 представлены принятые зависимости E_a от e при фиксированной температуре $t=20^\circ$. Эффективное излучение, рассчитываемое по формуле (2), больше, чем рассчитанное по формуле (1). Различия возрастают с увеличением влажности и могут достигать 20—40%. Таким образом, за счет „безоблачной части“ метод Браславского дает завышенные значения эффективного излучения.

Для того чтобы сравнить влияние облачности на эффективное излучение, рассмотрим условия полной облачности. При этом мы можем сравнить численные значения принятых коэффициентов. При полной облачности и в предположении равенства температуры поверхности и температуры воздуха будут иметь место следующие соотношения:

$$\frac{E}{E_0} = 1 - cn^2, \quad (7)$$

$$\frac{E}{E_0} = 1 - \{c'_n n_n + c'_{a+c}(n_0 - n_n)\}. \quad (8)$$

Следует обратить внимание на то, что в формуле (8) E не зависит от влажности, так как в формуле $E = \sigma T^4 [1 - \{A(1 - n_0) + c'_n n_n + c'_{a+c}(n_0 - n_n)\}]$ при $n_0 = 1$ слагаемое $A(1 - n_0) = 0$, а зависимость от влажности входит в множитель A . При наличии сплошной нижней облачности $c = c'_n$ при наличии сплошной верхней облачности $c = c'_{a+c}$. Численные значения коэффициентов c должны располагаться между значениями c'_n и c'_{a+c} . Однако ни при каких условиях это не имеет места. Так, для широты 60° при полной облачности $E = E_0(1 - 0,76) = 0,24 E_0$. Соответственно, по второму методу для облаков верхнего яруса получается $E = 0,15 E_0$ и для облаков нижнего яруса $E = 0,05 E_0$. Таким образом, метод [2] дает значительно более сильное уменьшение эффективного излучения при наличии облачности. Кроме того, принятая в этом методе линейная зависимость эффективного излучения от степени облачности преувеличивает влияние облачности при значениях n от 1 до 9 по сравнению с квадратичной зависимостью.

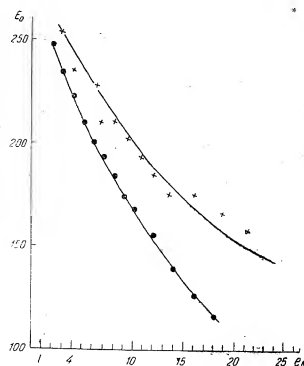


Рис. 3. Зависимость эффективного излучения от влажности.
1 — по ф-ле Берлянда, 2 — по ф-ле Браславского.

Таким образом, завышение значений эффективного излучения по методу [2] при безоблачном небе компенсируется большим влиянием облачности как за счет преувеличенных значений ϵ_n и ϵ_{n+c} , так и за счет излучения части неба, занятой облаками при неполной облачности.

В одних случаях эта компенсация может быть полной и оба метода могут давать совпадающие величины эффективного излучения; в других случаях могут получиться очень большие расхождения. Эти расхождения будут значительными при большой влажности, при облачности 3—5 баллов, при высоких температурах и в низких широтах.

Несмотря на то что учет влияния облачности как суммы двух слагаемых (от части неба, закрытой облаками, и от безоблачной части неба) представляется нам в смысле подхода правильным, используемые зависимости $E_g(\epsilon)$ и $E(n)$ должны быть подтверждены массовыми актинометрическими наблюдениями.

Введение поправки на стратификацию к величине противозлучения атмосферы в принципе целесообразно. Однако принятую в работе [2] связь стратификации с температурой нельзя признать удачной. Она лишь в какой-то степени может отразить наличие летних сверхадиабатических градиентов и зимних инверсий. Однако при расчетах суточных сумм интенсивностей за отдельные часы суток принятый учет стратификации может внести заметные искажения.

Для водной поверхности введение в расчетную формулу поправки на стратификацию имеет большее значение, чем при расчетах для поверхности суши. В последнем случае учет скачка температуры почва-воздух автоматически учитывается и влияние стратификации, поскольку существует определенная связь между градиентом температуры в нижнем двухметровом слое атмосферы и градиентом температуры во всем нижнем слое атмосферы до 500 м. Разность же температур поверхности воды и воздуха на ограниченных водоемах часто может быть нехарактерной для учета вертикального градиента температуры всего нижнего слоя атмосферы.

Различия в суммах радиационного баланса, обусловленные различиями баланса коротковолновой и баланса длинноволновой радиации, будут наибольшими в тех случаях, когда суммарная радиация по расчетам (2) занижена, а эффективное излучение завышено.

В табл. 3 представлены результаты расчета (1, 2) месячных сумм радиационного баланса для тех же пунктов, что и в табл. 2.

Таблица 3

Пункты наблюдений	Расчетные формулы	Месяцы				
		V	VI	VII	VIII	IX
Воейково 1953	(1)	5,6	5,9	5,9	3,8	1,4
	(2)	4,5	4,8	4,3	2,8	1,5
Свердловск 1942—1951	(1)	4,6	5,7	5,3	3,7	—
	(2)	4,5	6,0	5,2	4,1	—
Запорожье 1953	(1)	—	6,5	8,1	4,9	3,6
	(2)	—	5,5	5,6	4,5	3,1
Балхаш 1953	(1)	5,4	5,7	5,9	5,4	2,7
	(2)	4,2	5,0	4,9	4,9	4,9

Рассмотрение табл. 3 и сравнение ее с табл. 2 показывают, что согласованность величин радиационного баланса, рассчитанных двумя методами, лучше, чем согласованность величин суммарной радиации, что говорит о завышенных величинах эффективного излучения по методу [2].

Величины радиационного баланса, рассчитанные по методу [1], больше рассчитанных по методу [2] в среднем по данным табл. 3 процентов на 15.

Сравнение с измерениями по станциям Воейково и Свердловск показывает, что измеренные значения радиационного баланса больше рассчитанных по методу [1] на 15—30%.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Метод А. П. Браславского, предназначенный для расчетов радиационного баланса и его составляющих для отдельных водоемов по данным метеорологических наблюдений за некоторый промежуток времени, недостаточно обоснован и может приводить к большим ошибкам как при расчетах приходной, так и при расчетах расходной части радиационного баланса.

2. Метод М. И. Будыко и Т. Г. Берлянд, предназначенный для климатологических расчетов, может быть положен в основу расчетов радиационного баланса и его составляющих за короткие промежутки времени.

3. При расчетах радиационного баланса за отдельные месяцы и за отдельные сутки необходимо учитывать влияние облачности на эффективное излучение по отдельным ярусам, уточнить вопрос о влиянии альбедо на величину суммарной радиации и исследовать вопрос о введении поправки на стратификацию атмосферы, что особенно важно при расчетах радиационного баланса водной поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенко Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
- Браславский А. П., Вихулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

Т. В. КИРИЛОВА

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Термин радиационный баланс водной поверхности имеет обычно то же содержание, что и термин радиационный баланс поверхности суши.

Под радиационным балансом поверхности суши понимается приходо-расход потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, причем вся приходящая радиация, как длинноволновая, так и коротковолновая, поглощается тонким поверхностным слоем почвы. На водной поверхности поглощение длинноволновой радиации происходит в слое толщины порядка 0,1 мм, коротковолновая же радиация проникает на значительные глубины в воду. Таким образом, толщина деятельного слоя поверхности суши и поверхности воды существенно различна.

Однако при измерениях радиационных потоков, приходящих к поверхности и уходящих от нее, мы можем пользоваться уравнением радиационного баланса в обычной его форме, а именно:

$$B = Q(1 - A) - E, \quad (1)$$

где B — радиационный баланс, Q — суммарная радиация, E — эффективное излучение, A — альбедо.

Величины суммарной радиации на малых водоемах не должны заметным образом отличаться от этих же величин на суше.

Различия величин радиационного баланса водной поверхности и поверхности суши будут обусловлены различиями в альбедо и в величинах эффективного излучения. Радиационный баланс водной поверхности больше радиационного баланса суши, поскольку альбедо воды меньше альбедо поверхности суши. Температура водной поверхности в летний период, как правило, меньше температуры поверхности суши, а потому эффективное излучение водной поверхности будет меньше, чем эффективное излучение суши. Это также содействует увеличению радиационного баланса водной поверхности.

В опубликованной литературе имеется ряд работ с результатами измерений радиационного баланса водной поверхности [1, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. При этом большая часть экспериментальных работ и эпизодических наблюдений относится к измерениям коротковолновой радиации; значительно меньше число работ посвящено измерениям радиационного баланса водной поверхности.

Нами были поставлены специальные экспедиционные наблюдения за суммарной отраженной радиацией и радиационным балансом на Цимлянском водохранилище в летний период (июль 1954 г.) и на озере Красавица (Ленинградская область) в весенний период (май 1954 г.).

Цель настоящей статьи — предварительный анализ результатов проведенных наблюдений, который дает возможность выявить некоторые особенности радиационного баланса водной поверхности.

Актинометрические наблюдения в Цимлянской экспедиции проводились в трех пунктах: над водной поверхностью с мостков у острова, на береговой площадке, где подстилающей поверхностью была сухая трава, и на острове над песком. В качестве основных приборов использовались пиранометр (альбедометр) (П4х4)

и лиригеометр: Янишевского (по Михельсону), а в качестве контрольного — термоэлектрический актинометр.

Помимо предварительных градуировок приборов в Центральном бюро поверки, во время работы экспедиции были проведены 4 специальные градуировки; кроме того, в качестве косвенных градуировок использовались данные наблюдений в безоблачную погоду по открытому и затененному приборам.

Результаты градуировок показали, что изменения значений переводных множителей приборов за время работы экспедиции составили 2—7% от первоначально принятых значений, что объясняется износом приборов и неточностью градуировок. Уточнения, полученные в результате проведенных градуировок, учтены при подсчете сумм радиационного тепла.

Наблюдения, обработка и критический просмотр наблюдений на береговой площадке выполнены при непосредственном участии и контроле младшим научным сотрудником Н. И. Яковлевой.

Актинометрические приборы были установлены на высоте 1,5 м над поверхностью почвы и воды. На суше была использована деревянная стойка, где на конце, ориентированном на юг, был установлен альбедометр; пиригеометр был ориентирован на запад. Над водой была сделана установка по типу походной, рекомендованной для специальных наблюдений на полях с сельскохозяйственными культурами (с выдвижной рейкой). При наблюдениях приборы выдвигались на расстояние 1 м от края мостков. Расположение приборов было таким же, как и на суше.

Наблюдения на всех трех площадках производились в один и те же сроки; некоторое смещение отсчетов во времени по отдельным приборам имело место за счет того, что на острове одним наблюдателем проводились в срок наблюдений три серии (первая и третья — над водой, вторая — над песком), в то время как на берегу проводилось две серии с некоторым перерывом между сериями.

При обработке отдельно осреднялись наблюдения за ясные дни и малооблачные (10 дней) и за дни с переменной облачностью (18 дней).

На рис. 1 представлен дневной ход альбедо на трех площадках по средним данным за ясные дни.

Средние значения альбедо по этим наблюдениям составляют:

Альбедо воды	8,2%
• песка	39,2%
• травы	21,0%

Расчет производился по формуле

$$A = \frac{\Sigma R}{\Sigma Q}, \quad (2)$$

где ΣR и ΣQ — суммы тепла за день отраженной и суммарной радиаций.

Следует обратить внимание на то, что только при таком способе расчета альбедо правильно учитывается дневной ход и формула (2) является наиболее точной.

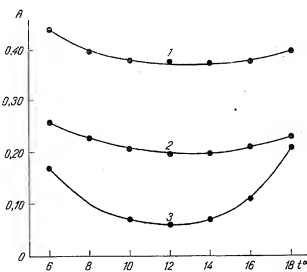


Рис. 1. Дневной ход альбедо.

1 — песок, 2 — трава, 3 — вода.

Действительно, если подсчет среднего значения альbedo производить по формуле

$$A = \frac{A_1 + A_2 + \dots + A_n}{n} \quad (3)$$

где A_1, A_2, \dots, A_n — значения альbedo за отдельные сроки наблюдений, то могут возникать значительные ошибки.

Так, например, по средним из измеренных за каждые 2 часа значений альbedo за ясные дни получается для воды 11,1; для травы 21,9; для песка 39,4. Различия, обусловленные способом подсчета альbedo, тем больше, чем больше амплитуда дневного хода, и для воды достигают 30%.

Еще большие ошибки могут возникнуть при использовании в качестве средних величин значений альbedo, полученных при эпизодических наблюдениях. Среднее значение альbedo воды за дни с переменной облачностью составило 9,8%; увеличение альbedo по сравнению с его значениями при ясной погоде обусловлено влиянием рассеянной радиации.

На рис. 2 представлена зависимость альbedo от высоты солнца по данным наблюдений. Для сравнения на том же графике приведена теоретическая кривая 2 этой зависимости для водной поверхности по прямой радиации.

Различия в ординатах двух кривых для водной поверхности — теоретической для прямой радиации и экспериментальной для суммарной — составляет в среднем 5%, что включает как влияние рассеянной радиации, так и влияние волнения и значительной мутности воды Цимлянского водохранилища. Следует отметить, что средние величины суммарной радиации за день на трех площадках отличаются незначительно, а именно: над водой — 667 кал/см², над песком — 656 кал/см², над травой — 663 кал/см². Различия же в величинах альbedo очень существенны, что обуславливает различия в суммах поглощенной радиации и, соответственно, в радиационном балансе.

На рис. 3 представлен суточный ход радиационного баланса по измерениям в ясные дни.

Из рассмотрения рисунка следует, что радиационный баланс суши есть величина, определяемая прежде всего характером подстилающей поверхности. Различия в величинах радиационного баланса, обусловленные характером подстилающей поверхности суши, больше, чем различия между радиационным балансом водной поверхности и поверхности, покрытой травостоем.

Поскольку альbedo водных поверхностей изменяется в значительно меньших пределах, чем альbedo суши, то радиационный баланс водной поверхности является величиной значительно более устойчивой и, в частности, полуденные величины радиационного баланса порядка 1 кал/см² мин. можно считать характерными в ясные дни июля для всех водных поверхностей при высотах солнца 60—65°.

Следует обратить внимание на асимметрию дополуденных и послеполуденных значений радиационного баланса. Послеполуденные величины баланса больше соответствующих величин в часы до полудня примерно на 0,1 кал/см² мин.

Поскольку такой асимметрии не наблюдается в ходе суммарной радиации, то можно сделать вывод о том, что для водной поверхности эффективное излучение имеет максимум в дополуденные часы, а не после полудня, как это имеет место для травостоя. Этот результат является несколько неожиданным, поскольку эффективное излучение прежде всего определяется температурой поверхности, а темпе-

ратура поверхности воды не имеет в суточном ходе утреннего максимума. Правда, отсутствие регистрации значений радиационного баланса затрудняет количественную оценку даже в ясные и малооблачные дни.

Различия в суммах радиационного тепла за сутки, получаемого водной поверхностью по сравнению с поверхностью суши в мае на оз. Красавица, составили 30%. Погода в период наблюдений была, как правило, облачной. Различия в альbedo при этом наблюдались в 10%; альbedo водной поверхности — 7%, суши — 17%.

На рис. 4 представлен ночной ход радиационного баланса за 20—21/V на оз. Красавица. Отдача тепла излучением в течение ночи составила на водной поверхности 36 кал/см² ночь, в то время как на суше 47 кал/см² ночь.

Суточные суммы радиационного тепла, полученные по наблюдениям на Цимляском водохранилище, представлены в табл. 1.

Поскольку такой асимметрии не наблюдается в ходе суммарной радиации, то можно сделать вывод о том, что для водной поверхности эффективное излучение имеет максимум в дополуденные часы, а не после полудня, как это имеет место для травостоя. Этот результат является несколько неожиданным, поскольку эффективное излучение прежде всего определяется температурой поверхности, а темпе-

ратура поверхности воды не имеет в суточном ходе утреннего максимума. Правда, отсутствие регистрации значений радиационного баланса затрудняет количественную оценку даже в ясные и малооблачные дни.

Различия в суммах радиационного тепла за сутки, получаемого водной поверхностью по сравнению с поверхностью суши в мае на оз. Красавица, составили 30%. Погода в период наблюдений была, как правило, облачной. Различия в альbedo при этом наблюдались в 10%; альbedo водной поверхности — 7%, суши — 17%.

На рис. 4 представлен ночной ход радиационного баланса за 20—21/V на оз. Красавица. Отдача тепла излучением в течение ночи составила на водной поверхности 36 кал/см² ночь, в то время как на суше 47 кал/см² ночь.

Суточные суммы радиационного тепла, полученные по наблюдениям на Цимляском водохранилище, представлены в табл. 1.

Поскольку такой асимметрии не наблюдается в ходе суммарной радиации, то можно сделать вывод о том, что для водной поверхности эффективное излучение имеет максимум в дополуденные часы, а не после полудня, как это имеет место для травостоя. Этот результат является несколько неожиданным, поскольку эффективное излучение прежде всего определяется температурой поверхности, а темпе-

ратура поверхности воды не имеет в суточном ходе утреннего максимума. Правда, отсутствие регистрации значений радиационного баланса затрудняет количественную оценку даже в ясные и малооблачные дни.

Различия в суммах радиационного тепла за сутки, получаемого водной поверхностью по сравнению с поверхностью суши в мае на оз. Красавица, составили 30%. Погода в период наблюдений была, как правило, облачной. Различия в альbedo при этом наблюдались в 10%; альbedo водной поверхности — 7%, суши — 17%.

На рис. 4 представлен ночной ход радиационного баланса за 20—21/V на оз. Красавица. Отдача тепла излучением в течение ночи составила на водной поверхности 36 кал/см² ночь, в то время как на суше 47 кал/см² ночь.

Суточные суммы радиационного тепла, полученные по наблюдениям на Цимляском водохранилище, представлены в табл. 1.

Поскольку такой асимметрии не наблюдается в ходе суммарной радиации, то можно сделать вывод о том, что для водной поверхности эффективное излучение имеет максимум в дополуденные часы, а не после полудня, как это имеет место для травостоя. Этот результат является несколько неожиданным, поскольку эффективное излучение прежде всего определяется температурой поверхности, а темпе-

ратура поверхности воды не имеет в суточном ходе утреннего максимума. Правда, отсутствие регистрации значений радиационного баланса затрудняет количественную оценку даже в ясные и малооблачные дни.

Различия в суммах радиационного тепла за сутки, получаемого водной поверхностью по сравнению с поверхностью суши в мае на оз. Красавица, составили 30%. Погода в период наблюдений была, как правило, облачной. Различия в альbedo при этом наблюдались в 10%; альbedo водной поверхности — 7%, суши — 17%.

На рис. 4 представлен ночной ход радиационного баланса за 20—21/V на оз. Красавица. Отдача тепла излучением в течение ночи составила на водной поверхности 36 кал/см² ночь, в то время как на суше 47 кал/см² ночь.

Суточные суммы радиационного тепла, полученные по наблюдениям на Цимляском водохранилище, представлены в табл. 1.

Таблица 1
Среднесуточные суммы радиационного тепла
(кал/см²)

Условия наблюдений	Вода	Песок	Трава
Ясные дни	446	207	360
Дни с переменной облачностью	371	178	294

Различия в величинах радиационного баланса суши и водной поверхности определяются двумя факторами: различной величиной поглощенной радиации из-за различного альbedo поверхностей и различиями в эффективном излучении этих поверхностей.

Результаты расчета величин поглощенной радиации, представленные в табл. 2, показывают, что суммы поглощенной радиации воды и различных поверхностей суши в условиях ясной и малооблачной погоды различаются на 100—200 кал/см² сутки и почти полностью определяют в количественном отношении различия в величинах радиационного баланса.

Таблица 2
Среднесуточные суммы поглощенной радиации (кал/см²)

Условия наблюдений	Вода	Песок	Трава
Ясные дни	612	398	524
Дни с переменной облачностью	409	367	419

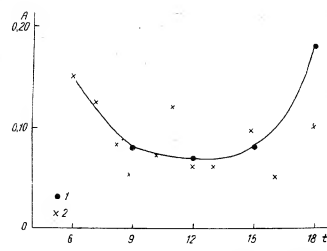


Рис. 5. Дневной ход альбедо по наблюдениям с мостков (1) и с катера (2).

но и в азимуте солнца. Затенение использовалось для пираниметра при определении контрольных значений S' . Гальванометр был помещен на кардановом столике и при волнении до 3 баллов работал вполне удовлетворительно. Во время наблюдений катер дрейфовал, мотор был выключен.

На рис. 5 представлены результаты наблюдений альбедо за 14/VII с мостков (1) и с катера (2). У края мостков, в 15 м от берега, глубина составляла 2,5 м.

Разброс точек при определении альбедо с катера значительно больший, чем на берегу, что можно объяснить меньшей точностью измерений, а также различным характером водной поверхности при перемещении катера (цвет, волнение и др.).

Различия в величинах радиационного баланса по измерениям с катера и с мостков находятся в пределах точности измерений балансомера и можно считать, что они невелики.

В качестве иллюстрации этого на рис. 6 представлены результаты наблюдений за 14/VII.

Таким образом, проведенные на Цимлянском водохранилище наблюдения показывают, что величины радиационного баланса и его составляющих в прибрежной зоне на расстоянии 15 м от берега достаточно надежно характеризуют радиационный режим открытого водоема.

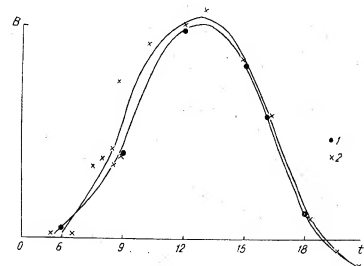


Рис. 6. Дневной ход радиационного баланса по наблюдениям с мостков (1) и с катера (2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко Д. Л. Альbedo и радиационный баланс моря. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
2. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. ГИМИЗ, 1954.
3. Кузьмин П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины. Метеорология и гидрология, № 7—8, 1939.
4. Сивков С. И. Географическое распределение величин альbedo водной поверхности. Изв. ВГО, т. 84, вып. 2, 1952.
5. Соркина А. И. Актинометрические наблюдения на переходе Одесса—Владивосток весной 1949 г. Труды ГОИН, вып. 21 (33), 1952.
6. Форш Л. Ф. Отражение солнечной радиации от водной поверхности озер. Труды лаборатории озерадения АН СССР, т. III, 1954.
7. Sauberey F., Kuttner F. Die Strahlungsverhältnisse der Binnengewässer. Leipzig. Akad. Verh. Ges. 1941.
8. Sauberey F. Der Strahlungshaushalt eines alpinen Sees. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Ser. B. IV, № 2, 3. Wien, 1953.

Т. А. ОГНЕВА

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА НАД ВОДОЕМАМИ

При решении вопроса о влаго- и теплообмене над водной поверхностью одной из главных задач является выяснение характеристик турбулентного обмена, определяющих перенос субстанций от подстилающей поверхности в вышележащие слои. К основным вопросам, связанным с установлением характеристик турбулентного обмена, относятся следующие:

- 1) выяснение условий обмена в непосредственной близости к водной поверхности;
- 2) установление величины параметра шероховатости как характеристики, непосредственно определяющей турбулентный обмен;
- 3) определение величины коэффициента турбулентности над водоемами.

О ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ВЛАГО- И ТЕПЛООБМЕНА НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Скорость испарения (E) или турбулентный поток с поверхности (P) определяются, как известно, при горизонтальной однородности выражениями

$$E = -\rho k_e \frac{\partial q}{\partial z}; \quad P = -\rho k_p \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (1)$$

При расчетах величин E и P важно знать законы изменения температуры, влажности и коэффициента турбулентности по высоте, причем особенно в слоях, непосредственно прилегающих к поверхности. Известно, что для равновесных условий изменение температуры и влажности по высоте подчиняется логарифмическому закону. Для объяснения наблюдающегося в реальных условиях скачка температуры и влажности при переходе от подстилающей поверхности в первые сантиметры в воздухе требуется специальное рассмотрение условий обмена у поверхности. При этом могут быть сделаны следующие три простых предположения о коэффициенте турбулентности на поверхности, считая, что с высотой он меняется во всех случаях линейно:

- 1) на поверхности $z=0$ коэффициент турбулентности также равен нулю, т. е.

$$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right), \quad (2)$$

- 2) на поверхности $z=0$ коэффициент турбулентности равен молекулярному (D), т. е.

$$k = D + k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right), \quad (3)$$

- 3) существует слой (d), в котором обмен определяется молекулярной диффузией, т. е. в слое

$$\left. \begin{array}{l} \text{от } 0 \text{ до } d \quad k = D \\ \text{от } d \text{ до } z \quad k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right) \end{array} \right\} \quad (4)$$

Вопрос о граничных условиях на поверхности исследовался рядом авторов. Например, М. И. Будыко [1] на основании анализа экспериментального материала по распределению температуры и влажности, полученного Свердрупом над снежной поверхностью, а также своих измерений над поверхностью, покрытой травой, считает, что в реальных условиях хорошо выполняется второе условие (из вышеназванных), тогда как при сверхравновесной стратификации эмпирический материал удовлетворяет третьему условию. Следует отметить, что при оценке граничных условий обмена на поверхности М. И. Будыко использовал величину коэффициента турбулентности, рассчитанную по его схеме. Свердруп [2] считает, что обмен тепла и влаги определяется схемой, которая включает ламинарный под- слой толщиной порядка 1 мм. К такому же выводу для ровных поверхностей склоняются Россби [3] и Монтгомери [4].

При построении схем расчета турбулентного теплообмена с морской поверхности П. П. Кузмин [5], В. С. Самойленко [6] и некоторые другие исследователи также используют понятие о ламинарном подслое.

Несмотря на широкое использование различных предположений о законах обмена на поверхности, подтверждение этих положений на экспериментальном материале довольно ограниченное, в силу отсутствия такого материала, особенно для водных поверхностей. Об этом говорит в своей последней работе и Свердруп [6]. Действительно, для исследования этого вопроса требуются подробные измерения распределения температуры, влажности или скорости ветра, особенно в непосредственной близости к подстилающей поверхности. Однако материал, используемый обычно для подтверждения предположений об обмене над водными поверхностями, был получен главным образом на основании судовых наблюдений, что, как известно, с малой степенью точности может характеризовать приводной слой.

В данной работе для анализа условий тепло- и влагообмена в приводном слое используются детальные измерения температуры, влажности и скорости ветра в приводном слое, проведенные летом 1954 г. Главной геофизической обсерваторией на Цимлянском водохранилище и на оз. Красавица (Ленинградская область).

Обработка экспериментального материала, с точки зрения выяснения подобия вертикального изменения основных метеозадающих в слое до 2 м для температуры и влажности и до 16 м для скорости ветра, показала, что нет существенных различий вертикальных профилей для температуры, влажности и скорости ветра и, следовательно, можно предполагать подобие в законах переноса количества движения, тепла или влаги. С другой стороны, уточнение этого вопроса может быть получено при использовании различных предположений о граничных условиях на поверхности (2, 3, 4).

Считая E и P неизменными по высоте в нижнем приводном слое ($E/P=c$) и используя выражения (1) и (2), можно получить для приращения температуры или влажности

$$\frac{dq}{dz} = c \frac{k_1}{k_{1e}}. \quad (5)$$

Здесь k_{1e} и k_{1s} — коэффициенты турбулентного обмена на фиксированной высоте z_1 , характеризующие перенос тепла или влаги соответственно. Интегрируя (5) от поверхности до высоты z

$$q_z - q_0 = c \frac{k_{1s}}{k_{1e}} (T_z - T_0)$$

и выражая

$$c \frac{k_{1s}}{k_{1e}} = A = \frac{q_z - q_0}{T_z - T_0},$$

получаем

$$\frac{q_z - q_0}{T_z - T_0} = \frac{q_2 - q_0}{T_2 - T_0}. \quad (6)$$

Последнее выражение определяет распределение температуры и влажности

по высоте в нижнем слое в случае, если на поверхности коэффициент обмена равен нулю (в данном случае коэффициенты для тепла и влаги на фиксированном уровне могут быть и не равны).

Это условие по нашему экспериментальному материалу выполняется для средних данных довольно удовлетворительно, например, по 21 наблюдению на оз. Красавица левая и правая часть выражения (6) равны 0,76 и 0,74, по 47 наблюдениям на Цимлянском водохранилище — 0,85 и 0,87, по 230 наблюдениям озерной станции Государственного гидрологического института (ГГИ) летом 1954 г. — 0,90 и 0,90. Приведенные данные говорят о том, что в первом приближении реальное распределение температуры и влажности по высоте удовлетворяет условию очень малого значения (близкого к нулю) коэффициента обмена на поверхности.

Если предположить, что на поверхности обмен определяется молекулярной проводимостью (выражение 3), то распределение температуры и влажности можно описать следующими соотношениями:

$$\frac{T_0 - T_2}{T_0 - T_1} = \frac{\ln \frac{k_{1t} \left(\frac{z_1}{z_2} \right)}{D_t}}{\ln \frac{k_{1t} \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{D_t}}; \quad \frac{q_0 - q_2}{q_0 - q_1} = \frac{\ln \frac{k_{1e} \left(\frac{z_1}{z_2} \right)}{D_e}}{\ln \frac{k_{1e} \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{D_e}} \quad (7)$$

Для подтверждения справедливости этого условия М. И. Будыко рассчитывая правую часть выражений, принимая полученный по его формуле коэффициент турбулентности, а левую — по наблюдениям Свердруп за температурой воздуха.

Мы попытались проверить справедливость уравнения (7) без использования какого-либо значения коэффициента турбулентности, а только на основании данных по изменению температуры или влажности. Действительно, из выражений (7) можно исключить $k_1 D$, используя значения температуры или влажности на других высотах. Тогда реальное распределение температуры или влажности должно удовлетворять следующему выражению:

$$\frac{(T_0 - T_2) \ln \frac{z_2}{z_1} - (T_0 - T_3) \ln \frac{z_3}{z_1}}{T_2 - T_3} = \frac{(T_0 - T_2) \ln \frac{z_2}{z_1} - (T_0 - T_4) \ln \frac{z_4}{z_1}}{T_2 - T_4} \quad (8)$$

Аналогичное выражение можно написать и для распределения влажности. Если экспериментальные данные будут удовлетворять выражению (8), то, следовательно, на поверхности выполняется условие (3).

На рис. 1 и 2 даны корреляционные графики для величин правой (а) и левой (б) частей выражения (8), рассчитанные по отдельным наблюдениям как температуры (рис. 1), так и влажности (рис. 2) на оз. Красавица и Цимлянском водохранилище. Следует отметить, что поскольку в выражение (8) входят разности между разностями, то, очевидно, для расчетов следует выбирать случаи больших градиентов температуры или влажности по высоте. В связи с тем что при наблюдениях на оз. Красавица градиенты влажности, а на Цимлянском водохранилище градиенты температуры были небольшими, для выполнения принятого условия использовалось различное количество случаев. Тем не менее совпадение правой и левой частей выражения (8) следует признать даже по отдельным наблюдениям довольно хорошим. По абсолютным данным величина отношения, рассчитанная по температуре, практически не отличается от данных, рассчитанных по влажности, и в среднем равна 4,2 и 4,4 соответственно.

При выполнении третьей схемы граничных условий обмена (выражение 4) реально наблюдаемое распределение температуры или влажности должно удовлетворять следующим соотношениям:

$$\frac{(T_0 - T_2) \ln \frac{z_3}{z_1} - (T_0 - T_3) \ln \frac{z_4}{z_1}}{T_2 - T_3} = \frac{(T_0 - T_2) \ln \frac{z_4}{z_1} - (T_0 - T_4) \ln \frac{z_3}{z_1}}{T_2 - T_4} \quad (9)$$

Аналогичное выражение можно написать и для влажности. В выражении (9) d есть толщина ламинарного подслоя. Попытки определить величину d из (9), т. е. только по материалам наблюдений над температурой и влажностью, не привели к сколько-нибудь удовлетворительным результатам. Это, по-видимому, объясняется очень высокими требованиями к точности измерения разностей температуры (влажности), что обусловлено структурой формулы (9). Поскольку эта формула является простейшей формой, описывающей особенности теплообмена в случае наличия ламинарного подслоя, то отсюда следует вывод о том, что в настоящее время очень трудно определить величину параметра d . Поэтому обычно используют некоторые значения d , определяемые косвенным путем. Следует отметить, что при использовании значения $d = 1$ мм плохо удовлетворяется экспериментальное распределение температуры и влажности воздуха над водой. Таким образом, как схема (2), так и (3) (при удачном выборе величины d) в первом приближении могут удовлетворительно описать реально наблюдаемое распределение температуры.

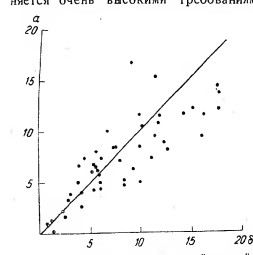


Рис. 1. Связь правой и левой частей выражения (8) для температуры.

Другие результаты получаются, если строить проверку в предположении известного коэффициента обмена. Тогда для потока влаги при использовании трех условий обмена на поверхности получаются следующие три выражения:

$$1) E = \frac{k_{1e} \cdot q_2 - q_3}{z_1 \ln \frac{z_3}{z_2}}, \quad (10)$$

$$2) E = \frac{k_{1e} \cdot q_0 - q_3}{z_1 \ln \frac{z_3}{z_1}}, \quad (11)$$

$$3) E = \frac{k_{1e} \cdot q_0 - q_3}{z_1 \ln \frac{z_3}{z_1} + \frac{k_{1e} \cdot d}{z_1 D}} \quad (12)$$

В выражение (10) характеристики подстилающей поверхности непосредственно не входят и, очевидно, скачок температуры или влажности будет выражаться только косвенно через значения градиента и величины k_1 . Если принять, например, $k_1 = 0,05$ м²/сек., то из (10) и (11) для $z_1 = 1$ м, $z_2 = 0,2$, $z_3 = 2$ и $D = 0,2 \cdot 10^{-4}$ м²/сек.

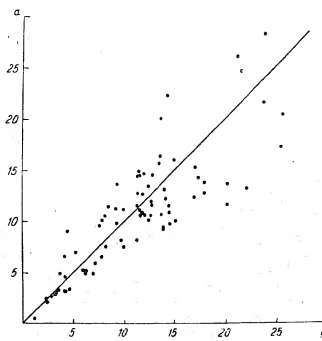


Рис. 2. Связь правой и левой частей выражения (8) для влажности.

$$\frac{q_0 - q_3}{q_2 - q_3} = \frac{\ln \frac{k_1 \left(\frac{z_3}{z_2} \right)}{D}}{\ln \frac{z_3}{z_2}} = 3,7. \quad (13)$$

По наблюдениям на оз. Красавица и Цимлянском водохранилище, в среднем $\frac{q_0 - q_3}{q_2 - q_3} = 5,5$, а $\frac{T_0 - T_3}{T_2 - T_3} = 5,2$. Как видно, отличие (13) от наблюдаемых данных очень большое.

Однако получается хорошее совпадение с экспериментальными данными для $\frac{q_0 - q_3}{q_2 - q_3}$ или $\frac{T_0 - T_3}{T_2 - T_3}$, если в полученном на основании (10) и (12) соотношении

$$\frac{q_0 - q_3}{q_2 - q_3} = \frac{\ln \frac{z_3}{d} + \frac{k_1}{z_1} \frac{d}{D}}{\ln \frac{z_3}{z_2}} \quad (14)$$

использовать $d = 10^{-5}$ м; при этом $\frac{q_0 - q_3}{q_2 - q_3} = 5,3$.

Следует заметить, что при $d = 10^{-5}$ м в (12) второе слагаемое знаменателя очень мало по сравнению с первым, а высота, от которой выполняется закон изменения скорости ветра над водой (z), совпадает по порядку с d . Следовательно, при фиксированном значении k_1 схема с ламинарным подслоем лучше описывает скачок температуры водной поверхности. Однако при этом величина d имеет значение $d = 10^{-5}$ м $\approx 0,01$ мм.

Приведенные результаты еще не могут служить каким-либо доказательством реальности ламинарного подслоя. Что касается описания наблюдаемых профилей метеорологических элементов, то рассмотренные три схемы более или менее одинаково описывают их. Но для описания скачка на поверхности при неизменном k_1 введение дополнительного параметра d имеет некоторые преимущества.

ПАРАМЕТР ШЕРОХОВАТОСТИ

В настоящее время о параметре шероховатости над водными поверхностями судят главным образом на основании работ Свердруп [7] и П. П. Кузьмина [8], но, как известно, эти исследования относятся к условиям океанической или морской поверхности. На основании обработки экспериментальных данных по распределению скорости ветра, выполненной Свердрупом, а также Россби и Монтгомери, считают, что, начиная со скорости ветра более 6 м/сек., морская поверхность ведет себя как гидродинамически шероховатая, имея при этом величину параметра шероховатости $z_0 = 0,6$ см. П. П. Кузьмин по наблюдениям, выполненным на Каспийском и Белом морях, получил значение $z_0 = 0,3$ см; вместе с тем он считает, что эта величина зависит от скорости ветра.

В опубликованной недавно работе А. П. Браславского и З. А. Видулиной [9] приведен обобщенный материал наблюдений над скоростью ветра на ряде ограниченных водоемов, который подтверждает вывод П. П. Кузьмина о величине параметра шероховатости в 0,3 см и на относительно небольших водоемах.

Естественно, что количественная характеристика параметра шероховатости имеет существенное значение как при определении относительного изменения с высотой скорости ветра, так и при расчетах коэффициента обмена. Так, например, если z_0 имеет порядок 10^{-3} м, то прирост скорости ветра на высоте 10 м относительно скорости на высоте 1 м составит около 50% (при оценках по хорошо выполняющемуся в природе логарифмическому закону), тогда как для величин z_0 на порядок меньше ($z_0 = 10^{-4}$ м) этот прирост меньше вполтину, т. е. составляет всего 25%. При расчете коэффициента турбулентности на основании полуэмпирической теории изменение параметра шероховатости на порядок величины приводит к заметному изменению коэффициента турбулентности.

Эти оценки говорят о необходимости достаточно точных сведений о величине параметра шероховатости. В данный момент нас интересует эта характеристика для ограниченных водоемов. Очевидно, для безграничных водных пространств и ограниченных водоемов должны быть различия в параметре шероховатости, так как «элементы шероховатости» водной поверхности (высота и длина волны) будут в этих случаях разные.

По данным наших измерений распределения скорости ветра на оз. Красавица и Цимлянском водохранилище величины параметра шероховатости получаются иными по сравнению с общепринятыми величинами. Именно по 50 измерениям скорости ветра на Цимлянском водохранилище параметр шероховатости имеет величину $10^{-5} - 10^{-6}$, а по 60 измерениям на оз. Красавица — $10^{-4} - 10^{-5}$ м. Следовательно, на водоемах имеет место очень слабое изменение скорости ветра по высоте в приводном слое, что определяется характером подстилающей поверхности.

Полученные величины на два порядка отличаются от используемых обычно для расчетов. Так как распределение скорости ветра измерялось нами в чистых условиях водной поверхности, можно полагать, что реальному распределению скорости ветра отвечает именно такая величина параметра шероховатости. Она подтверждается и наблюдениями экспедиции отдела физики приземного слоя в 1946 г. на Финском заливе, где значение параметра шероховатости $z_0 = 10^{-5}$ м, а по наблюдениям Франсисла [10] на оз. Пуа-ярви $z_0 = 10^{-4}$ м. Следует заметить, что по тем средним данным распределения ветра, которые приведены в монографии [9], z_0 получается также равным 10^{-4} м, кроме Веселовского водохранилища, тогда как в указанной работе приводится величина 10^{-3} м. Очевидно, это объясняется различным подходом к осреднению исходных данных.

Полученные нами данные, подтверждаемые ранее опубликованными сведениями, показывают, что для ограниченных водоемов параметр шероховатости имеет порядок десятых или даже сотых долей миллиметра, уменьшаясь по сравнению с луговой поверхностью в сотни раз. Если считать, что законы турбулентного обмена над поверхностью суши и над водной поверхностью не отличаются, то на основании полуэмпирической теории турбулентности при равновесных условиях коэффициент турбулентности на высоте 1 м при скорости ветра в 1 м/сек. должен составлять $\frac{k_1}{u_1} \sim 0,015$ м, т. е. быть примерно в 3 раза меньше, чем для луга на суше.

ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОСТИ НА ОСНОВании ДАННЫХ О ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Для трансформации воздушных масс при переходе от поверхности с одними свойствами к поверхности с другими свойствами известно решение [11], которое для изменения температуры имеет следующий вид:

$$T_{x,z} = T_s + (T_0 - T_s) F\left(\frac{1}{L}, 2p\right). \quad (15)$$

Здесь T — температура воздуха после трансформации над поверхностью, имеющей температуру T_0 , T_s — начальная температура, $p = \frac{e}{1+2e}$, где $e = \frac{1}{\pi}$ — показатель степени в степенном законе для изменения ветра, L — величина, зависящая от скорости ветра, расстояния от границы двух поверхностей x , а также от интенсивности турбулентного обмена

$$L = \frac{1}{2(1-2p)^2} \frac{k_1}{z_1^{1-2p}} \frac{x}{z_1^{1-2p}}. \quad (16)$$

$F\left(\frac{1}{L}, 2p\right)$ вычисляется по таблицам Е. Е. Слуцкого. Для изменения влажности воздуха имеет место выражение аналогичное (15).

Из всего вышесказанного следует, что по (15) можно оценить интенсивность турбулентного обмена, если известно, насколько изменилась температура или влажность воздуха при переходе с одной подстилающей поверхности на другую.

По экспериментальному материалу, приведенному в [9], а также по данным, полученным в летних работах ГГО 1954 г., на оз. Красавица и Цимлянском водохранилище получены следующие значения $\frac{k_1}{u_1}$ для различных водоемов на основании выражения (15) (табл. 1).

Таблица 1

Наименование водоема	По изменению влажности							По изменению температуры						
	n_1	x	T_0	e_0	e_x	e'	k_1/u_1	n_1	x	T_0	T_x	T'	k_1/u_1	
Рыбинское водохранилище	445	37,2	17,6	20,2	14,2	12,6	0,001	326	57	33,1	17,5	14,9	13,2	0,013
								57	24,5	19,1	19,9	21,7	0,065	
Веселовское водохранилище	193	2,6	19,5	23,1	13,3	11,8	0,001	159	168	2,9	19,5	16,0	15,2	0,008
								168	2,8	19,4	21,7	23,0	0,090	
им. Ленина	43	0,3	20,2	23,7	12,3	11,9	0,007	—	—	—	—	—	—	—
оз. Аргаяш	3	3,3	20,8	24,6	16,1	15,0	0,00	10	1,8	20,3	22,7	24,5	0,3	—
оз. Валайское	53	2,0	16,6	18,9	13,6	13,1	0,003	—	—	—	—	—	—	—
оз. Красавица	37	1,0	8,0	11,1	9,3	9,5	0,008	—	—	—	—	—	—	—
Цимлянское водохранилище, 1954 г.	63	20	26,1	34,0	18,3	17,0	0,00	63	20	26,1	26,8	26,9	0,0003	
оз. Красавица, 1954 г.	37	1	8,4	11,1	9,3	9,5	0,008	37	1	8,4	11,6	12,6	0,024	

В табл. 1 x — расстояние в км, n_1 — число случаев, входящих в осреднение. Несмотря на изменчивость величин $\frac{k_1}{u_1}$ по различным водоемам (что наблюдается при незначительных контрастах температуры или влажности на суше и над водоемом), значение этих величин для ограниченных водоемов имеет порядок сотой, т. е. $\frac{k_1}{u_1} \approx 0,01$ м. Заметные различия коэффициента турбулентности для переноса тепла или влаги на основании приведенных данных не удалось обнаружить. Оценивая величины коэффициента турбулентности по данным трансформации воздушных масс можно несколько уточнить, учитывая горизонтальные градиенты температуры водной поверхности и используя объективные критерии для оценки экспериментального материала и другие факторы. Эта работа нами будет выполнена в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоназдат, Л., 1948.
- Sverdrup H. V. The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. Geophys. Public. № 7, 1936.
- Rossby C. G. On the frictional force between air and water and on the occurrence of a laminar boundary layer next to the surface of the sea. Papers in Ph. Ocean. and M. Vol. IV, № 3, 1936.
- Montgomery R. B. Observations of vertical humidity distribution above the ocean surface and their relation to evaporation. Papers in Ph. Ocean. and M. Vol. VII, № 4, 1940.
- Кузьмин П. П. Теплоотдача моря в воздух путем конвекции. Метеорология и гидрология, № 2, 1938.
- Самойленко В. С. Определение теплообмена поверхности моря с атмосферой. Доклады ГОИН, № 5, 5/IV 1945.
- Sverdrup H. V. Evaporation from the oceans. Compendium of Meteorology. S. 1071. Boston, 1954.
- Sverdrup H. V. The humidity gradient over sea surface. Journ. Meteor. № 3, № 1, 1946.
- Кузьмин П. П. О шероховатости водной поверхности как факторе испарения и конвекционного теплообмена моря. Труды ГОИН, вып. 1 (13), 1947.
- Браславский А. П. и Вихуяина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоназдат, Л., 1954.
- Fransilla M. Zur Frage des Wärme- und Feuchteaus über Binnenseen. Mittell. des Met. Inst. der Universit. Helsinki, № 42, 1940.
- Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ., вып. № 120, 1943.

Л. В. НЕСИНА

О РАСЧЕТЕ ТЕПЛООБМЕНА В ВОДОЕМАХ

Механизм распространения тепла в воде существенным образом отличается от механизма распространения тепла в почве. Если в почве тепло распространяется благодаря молекулярной теплопроводности, то при распространении тепла в воде молекулярная теплопроводность играет незначительную роль. Если бы тепло в воде передавалось лишь с помощью молекулярной теплопроводности, то суточные колебания температуры распространились бы до глубины менее 1 м. Однако суточные изменения температуры имеют место до глубины нескольких метров, а иногда и нескольких десятков метров. Основную роль в распространении тепла в водных бассейнах играет турбулентное перемешивание. Кроме того, на тепловое состояние воды существенное влияние оказывает проникающая в воду радиация.

Большую роль в формировании температуры воды играет перераспределение тепла в водоеме.

Уравнение теплового баланса для водной поверхности выражается следующим образом:

$$R = P + LE + B, \quad (1)$$

где R — радиационный баланс, P — турбулентный теплообмен с воздухом, LE — затрата тепла на испарение, B — теплообмен в воде.

Для бездекастового периода года четвертый член уравнения теплового баланса в развернутом виде можно записать

$$B = B' + Q_a + Q_r, \quad (2)$$

где B' — изменение теплосодержания воды, Q_a — адвективный приток тепла за счет течений, Q_r — теплообмен с грунтом.

Величина B может быть записана и в другой форме. Если предположить, что теплообмен в воде обусловлен только вертикальным перемешиванием, то турбулентный перенос тепла в воде может быть описан тем же уравнением, что и перенос тепла теплопроводностью.

Тогда $B = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}$, но λ здесь уже не коэффициент теплопроводности, а коэффициент турбулентного обмена в воде. В настоящее время нет надежного метода определения коэффициента обмена в воде, несмотря на то что этому вопросу посвящен ряд работ. Так, например, в работе З. С. Ивановой [1] получено следующее распределение коэффициента обмена с глубиной:

$$\begin{aligned} z = 10 \text{ см} & \quad k_z = 11,5 \text{ см}^2/\text{сек.} \\ z = 20 \text{ см} & \quad k_z = 22,5 \text{ см}^2/\text{сек.} \end{aligned}$$

В работе А. А. Дмитриева [2] дается метод расчета коэффициента обмена по известному теплосодержанию слоя h и величинам радиации на глубине h . Однако этот метод связан с большой погрешностью в связи с использованием разностей температур высокого порядка, которые в настоящее время определяются со значительными погрешностями.

В некоторых случаях, когда можно положить $Q_a = Q_r \cong 0$, $B = B'$, теплообмен равен изменению теплосодержания, для определения которого необходимо иметь лишь распределение температуры воды по глубине и по времени.

При исследовании теплообмена в воде нами анализировался материал, относящийся к двум водоемам: оз. Красавица (Ленинградская область) и Цимлянское водохранилище. На оз. Красавица наблюдения за температурой воды ведутся сотрудниками озерной станции Гидрологического института в течение всего периода, когда озеро свободно от льда. Температура воды измеряется термометрами сопротивления в 8 и 20 час. до глубины 15—17 м через каждый метр. Нами взяты и подвергнуты анализу материалы наблюдений за температурой воды на оз. Красавица за 5 месяцев 1954 г., с мая по сентябрь включительно.

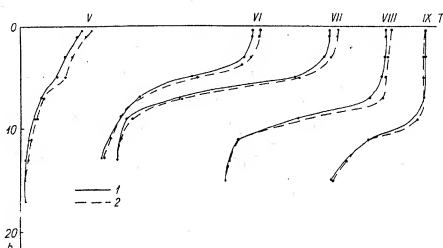


Рис. 1. Профили температуры воды по среднемесячным данным.

На рис. 1 помещены профили температуры воды в 8 час. (1) и 20 час. (2) за 5 месяцев по среднемесячным данным. По этим данным можно рассчитывать среднесуточную и среднюю за ночь потоки тепла, связанные с турбулентным теплообменом в воде, которые приведены в табл. 1 в кал/см² мин.

B_1 — среднесуточная величина теплообмена, рассчитанная по распределению температуры в воде в первый и последний дни месяца, B_2 — среднесуточная вели-

Таблица 1

Месяц	B_1	B_2	B_3	B_4
V	0,25	0,43	0,41	0,14
VI	0,09	0,26	0,20	-0,14
VII	0,02	0,40	0,32	-0,29
VIII	0,01	0,58	0,34	-0,30
IX	-0,11	-0,01	0,07	-0,26

чина теплообмена, рассчитанная по среднемесячным температурам воды; B_3 — среднесуточная величина теплообмена в воде, полученная по расчетам за каждый день месяца; B_4 — средняя за ночь величина теплообмена, полученная по расчетам за каждую ночь месяца.

Отклонения величин потоков тепла в отдельные дни от среднемесячного значения представлены на рис. 2 (линией обозначены средние значения). Из табл. 1 видно, что в мае происходит сильное прогревание воды. Положительный поток в воду ночью объясняется, вероятно, притоком тепла к водной поверхности из воз-

духа за счет турбулентного теплообмена, так как ночью над озером наблюдались довольно глубокие инверсии. Кроме того, на поверхности воды могла иметь место конденсация. В последующие месяцы наблюдается менее интенсивное нагревание воды днем и нарастающее по интенсивности охлаждение ночью. В сентябре наблю-

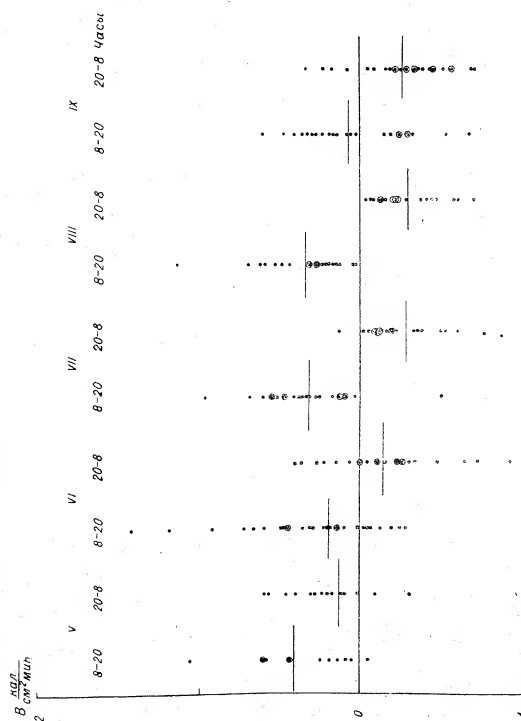


Рис. 2. Отклонения величин потоков тепла в отдельные дни от среднемесячного значения.

дается уже выхолаживание водоема. Из табл. 1 можно сделать вывод, что в течение всего лета дневной поток в воду сравнительно велик.

Благодаря интенсивному турбулентному перемешиванию в воде и ночная отдача тепла водой значительно превышает теплоотдачу почвы в это же время.

На Цимлянском водохранилище температура воды измерялась ежедневно 5 раз в день, а иногда через каждые 2 часа срочными термометрами с увеличенной инерцией.

Температура поверхности воды измерялась родниковым термометром. Измерения температуры проводились преимущественно с мостков, т. е. в 10—15 м от берега до глубины 3 м, а также с лодки (500 м от берега) до глубины 4 м. При сравнении температур воды у мостков и в 500 м от берега оказалось, что различия в температурах могут достигать 1°. Знак разности может быть различным. При ветре с берега более 5 м/сек. температура воды у берега ниже, чем в море; при меньшей скорости ветра и при ветре с моря температура у берега выше, чем в море. Это объясняется сгонно-нагонными явлениями.

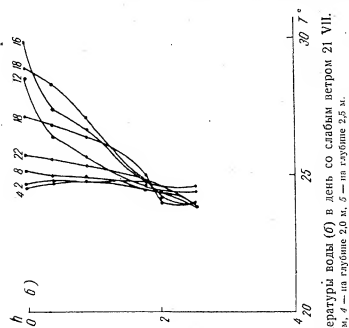
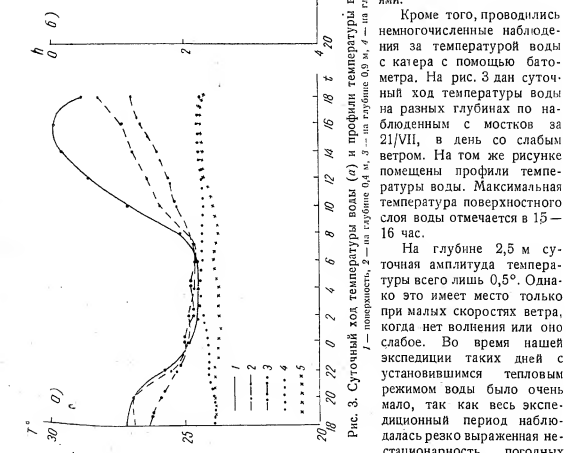


Рис. 3. Суточный ход температуры воды (а) и профили температуры воды (б) в день со слабым ветром 21 VII. 1 — на глубине 0,5 м, 2 — на глубине 2 м, 3 — на глубине 4 м, 4 — на глубине 6 м, 5 — на глубине 8 м.



условий. При ветре более 5 м/сек. наблюдалось распределение температуры по глубине, отличное от распределения температуры, помещенного на рис. 3. Рисунок 4 иллюстрирует распределение температуры по глубине при средней скорости ветра 6,6 м/сек. за 6, 9, 12, 15 и 18 час. В этом случае дневные амплитуды температуры на поверхности и на глу-

бине 3 м равны. На рис. 5 приведен ход температуры поверхности воды за экспедиционный период. Пунктиром нанесена среднесуточная температура. Из графика видно, насколько нестационарен был температурный режим водоема во время экспедиции. При таком температурном режиме рассчитывать теплообмен в воде по теплосодержанию слоя за короткие промежутки времени нельзя, так как на формирование температуры в фиксированной точке в каждый момент времени оказывает влияние несколько факторов (турбулентный приток тепла, адвективный приток тепла, проникающая солнечная радиация, теплообмен с грунтом, сгонно-нагонные явления и т. п.), которые не учитываются простейшей формулой $B = B'$.

Наши попытки рассчитать тепловые потоки B за промежутки времени в 2 часа привели к результатам, представленным на рис. 6. На этом же рисунке для сравнения приведены величины радиационного баланса. Полученные нами таким образом тепловые потоки в воду имеют, повидимому, сложную природу и мало соответствуют величинам радиационного баланса. Это может объясняться влиянием адвективного переноса тепла. Мы попытались учесть адвективный приток тепла следующим образом. Теплообмен в воде за промежуток времени t с учетом адвективного члена выразится следующей формулой:

$$B = \bar{u} \int_0^t dt \int_0^H \frac{\partial T}{\partial x} dz + \int_0^H (T - T_0) dz,$$

что приближенно можно переписать

$$B \approx uzt \frac{\partial T}{\partial x} + \int_0^H (T - T_0) dz,$$

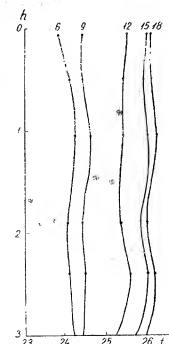


Рис. 4. Профили температуры воды в день со скоростью ветра больше 6 м/сек. 17/VII.

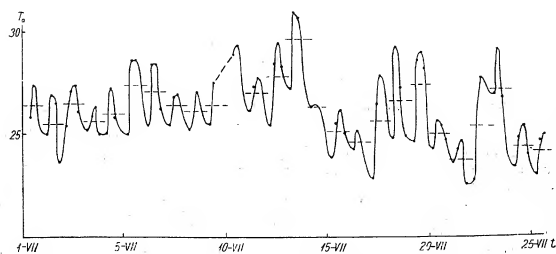


Рис. 5. Изменение температуры поверхности воды за экспедиционный период (пунктир — среднесуточная температура).

где u — скорость течения, которая была принята равной $u = 0,02 u_2$; u_2 — скорость ветра на высоте 2 м.

По этой формуле величины адвективного потока тепла получились сравнимыми с тепловыми потоками в воду, полученными по изменению теплосодержания слоя

воды. Следует обратить внимание на то, что таким образом горизонтальный перенос тепла можно считать лишь в случае, когда градиент температуры направлен по течению. В Цимлянском же водохранилище направленного течения нет, а учитывать тепло, приносимое к фиксированной точке за счет горизонтального перемещения слоев воды таким образом, как показали расчеты, нельзя.

Учитывая, что Цимлянское водохранилище в месте наших наблюдений имело небольшую глубину (около 3 м), необходимо было оценить тепло, уходящее в грунт водоема, т. е. определить величину $Q_{\text{г}}$. Выполнено это было двумя способами.

1. У берега в грунт под водой были поставлены два савиновские термометра на глубины 2 и 6 см. По этим термометрам отсчитывалась температура в течение суток через каждые 2 часа. Затем по теплосодержанию грунта был определен

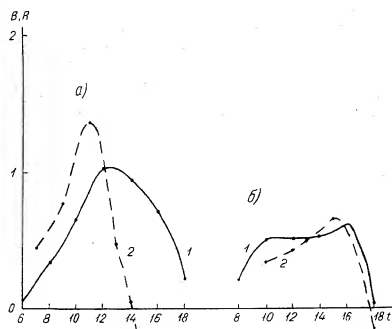


Рис. 6. Теплообмен в воде и радиационный баланс за 21/VII (а) и 23/VII (б) 1954 г.
1 — радиационный баланс, 2 — теплообмен в воде.

тепловой поток, который оказался равным $0,01 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Теплопроводность грунта была принята равной $0,5$.

2. Тепло, уходящее в грунт, рассчитывалось по формуле Г. Х. Цейтлина [3] по известному распределению температуры со временем у дна, предполагая, что первоначальное распределение температуры в грунте изотермическое. Рассчитанные нами тепловые потоки в грунт за 2 дня и 2 ночи равнялись $0,01-0,03 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Коэффициент температуропроводности при расчете был принят равным $0,0104 \text{ см}^2/\text{сек}$. [4].

Величины рассчитанных нами тепловых потоков в грунт водоема совпадают по порядку с ранее опубликованными данными. В работе Н. Н. Корытниковой [5] приводится годовой ход теплообмена с грунтом для разных глубин. Максимальная величина теплообмена с грунтом на глубине 10 м приходится на август и равняется $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ кал/см}^2 \text{ сек}$.

В работе Браславского и Видулиной [4] теплообмен с грунтом на широте 50° для водоема глубиной 5 м в июле равен $0,017 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Таким образом, величина теплового потока в грунт мала и ею можно пренебречь при расчете

теплообмена в воде. Оказалось также, что можно пренебречь и горизонтальной адвекцией [$Q_{\text{а}}$ в уравнении (2)] для условий Цимлянского водохранилища, если увеличить интервал времени, для которого рассчитывается теплообмен в воде.

Величины тепловых потоков в воду на Цимлянском водохранилище, рассчитанные за интервалы времени 1, 2, 3 и 5 суток по средним температурам, помещены на рис. 7. Из рисунка видно, что с увеличением интервала времени величина теплообмена уменьшается. Рассчитанная нами величина теплообмена в воде за месяц составляет всего $0,007 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Среднесуточная величина теплообмена в воде не обращается в нуль, но она достаточно мала. Среднесуточная величина теплообмена в воде за экспедиционный период нередко была отрица-

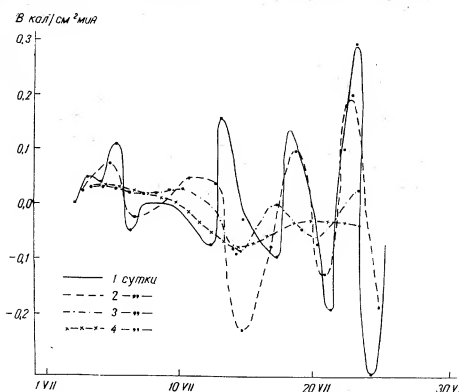


Рис. 7. Величины тепловых потоков в воду на Цимлянском водохранилище, рассчитанные за различные интервалы времени.

тельной, что объясняется особенностями погодного режима в июле 1954 г. Подсчитанное процентное соотношение тепла, идущего на нагревание воды за 3, 5, 10, 15 суток и за весь срок наблюдений (от радиационного баланса), представляет следующие величины:

3 суток	12 %
5	12
10	6
15	2
24	2

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. При расчете теплообмена в воде даже для мелководных водоемов теплообмен воды с грунтом можно в первом приближении не учитывать.

2. Рассчитать теплообмен в воде за короткие промежутки времени (сутки и меньше) только по изменению теплосодержания воды для мелководных водоемов (например, Цимлянское водохранилище с глубиной 5—10 м) не всегда возможно.

3. С увеличением интервала времени, для которого рассчитывается теплообмен, величина теплообмена уменьшается.

4. Для Цимлянского водохранилища за 3 суток и больше в июле месяце на нагревание воды затрачивается около 12% тепла от радиационного баланса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова З. С. Влияние изменения коэффициента турбулентного обмена тепла на распространение температурных колебаний в море. Автореферат диссертации. Морской гидрофизический институт АН СССР, М., 1954.
2. Дмитриев А. А. Опыт составления суточного хода теплового баланса прибрежной полосы моря близ Египетской. Метеорология и гидрология, № 2, 1939.
3. Борушко И. С., Кириллова Е. В. [и др.]. Руководство по предвычислению температуры поверхности почвы в отдельной точке. Труды ГГО, вып. 27 (89), 1951.
4. Браславский А. П. и Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, 1954.
5. Кормилицова Н. Н. Термическое взаимодействие дна и водных масс Байкала. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3, 1940.
6. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.

Л. В. НЕСНА

О ВЛИЯНИИ СТРАТИФИКАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ТЕПЛООБМЕН В ВОДЕ

В настоящее время измерения температуры водоемов по глубине немногочисленны, да и имеющиеся материалы не являются часто достаточно надежными. Это объясняется тем, что существующие методы измерения температуры воды на глубинах еще достаточно сложны и не всегда дают надежные результаты. Поэтому закономерности теплообмена в воде мало исследованы. Настоящая статья посвящена исследованию некоторых особенностей теплообмена в воде на материалах наблюдений за распределением температуры воды в 5 водоемах, расположенных на Европейской территории Союза ССР (оз. Красавина, водохранилище им. Ленина, Цимлянское водохранилище) и территории Средней Азии (Катта-Курганское водохранилище) и Армении (оз. Севан). Как известно, из уравнения теплопроводности для воды

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z}$$

можно получить следующее соотношение:

$$B = c_p \int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz + B_r, \quad (1)$$

где B — теплообмен в воде, B_r — теплообмен с грунтом, H — глубина водоема, T — температура воды, c_p — объемная теплоемкость воды.

При стратификации, близкой к изотермии, формула (1) будет иметь следующий вид:

$$B' = c_p \int_0^H \frac{\partial T_n}{\partial t} dz + B_r = c_p H \frac{\partial T_n}{\partial t} + B_r, \quad (2)$$

где T_n — температура поверхности воды.

Отношение величин теплообмена в воде при хорошо выраженной стратификации температуры к величинам теплообмена при изотермии (приближенно) характеризует влияние стратификации температуры воды на величину теплообмена. Обозначим это отношение через β

$$\beta = \frac{c_p \int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz + B_r}{c_p H \frac{\partial T_n}{\partial t} + B_r}$$

Учитывая, что величина теплообмена с грунтом мала по сравнению с другим

членом, приближенно можно написать

$$\beta \approx \frac{\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} dz}{H \frac{\partial T_n}{\partial t}} \quad (3)$$

Расчет коэффициента β для вышеуказанных водоемов показал, что в летний период (май—август) расчет теплообмена в воде без учета стратификации температуры воды приводит к ошибке в 30—40% от величины теплообмена с учетом стратификации температуры воды. В период октябрь—ноябрь изменение β не превышает 0,10, по абсолютной величине $\beta = 0,9—1,0$.

В территориальном отношении β является довольно постоянной. Несмотря на то, что указанные водоемы находятся на разных широтах и в различных климатических зонах, отличия в величинах β для них незначительны (заключены в пределах 10—20%).

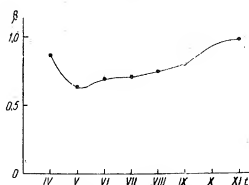


Рис. 1. Временной ход коэффициента β (средний для водоемов).

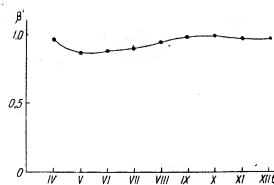


Рис. 2. Временной ход коэффициента β' (средний для водоемов).

На рис. 1 приведен временной ход коэффициента β (средний для указанных водоемов).

Следует отметить, что рассчитанный нами коэффициент β для оз. Севан оказался несколько выше, чем для других водоемов. Более высокие значения коэффициента β для оз. Севан в период май—август являются следствием того, что оно прогревается до большей глубины, чем, например, оз. Красавица.

Озеро Севан в летнее время прогревается настолько, что приблизительно изотермическое распределение температуры воды наблюдается до глубины 10 м, в то время как для оз. Красавица этот слой равен всего 2 м.

Следует отметить, что максимальный градиент температуры в поверхностном 10-метровом слое за этот период на оз. Севан равен 2—2,5°, в то время как на оз. Красавица он равен 10—11°. Можно предполагать, что это объясняется своеобразными особенностями оз. Севан.

Севан — глубокое озеро (80—90 м) с большой прозрачностью воды (до 17 м). Такая прозрачность воды способствует проникновению солнечной радиации на большую глубину, что является дополнительным условием прогревания воды в верхнем слое.

В заключение следует сказать, что расчет коэффициента β для оз. Севан производится по наблюдениям над температурой воды до 25 м, так как для больших глубин имеется немногочисленный и недостаточно надежный материал наблюдений.

Приведенный нами материал о значении величины β характеризует в основном летний период, когда $\beta < 1$. Для периодов года, когда температуры воды с глубиной увеличиваются (например, осенью), величина β может быть больше единицы.

Приближенные значения β можно характеризовать графиком (рис. 1). Влияние стратификации температуры на величину теплообмена можно характеризовать также следующим образом. Положим $T = T_n \varphi(z)$. Тогда величина

$$\beta' = \frac{1}{H} \int_0^H \frac{T}{T_n} dz$$

будет косвенным образом характеризовать роль стратификации температуры воды в особенностях теплообмена в воде.

Была рассчитана величина β' для указанных выше водоемов. Расчет показал, что коэффициент β' для водоемов со средней глубиной 15—20 м за период май—ноябрь изменяется в пределах от 0,8 до 1,0.

На рис. 2 приведен ход коэффициента β' — средний для перечисленных выше водоемов. Колебание β' для разных водоемов заключается также в пределах 20%.

На основании рассмотренного материала, по нашему мнению, можно сделать следующий предварительный вывод. Для неглубоких водоемов в летнее время величина теплообмена воды приближенно может быть вычислена по формуле

$$B = c\rho k \frac{\partial T_n}{\partial t}$$

При этом хорошо выраженная стратификация температуры воды обычно делает величину теплообмена несколько меньшей. Если иметь в виду крайние значения, то это уменьшение достигает 40—50% (водоемы северо-запада); в среднем оно равно 20—30%.

Т. В. КИРИЛЛОВА, Т. А. ОГНЕВА,
М. П. ТИМОФЕЕВ

ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ОГРАНИЧЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Исследованию проблемы испарения с водной поверхности посвящено много работ. Однако до настоящего времени нельзя считать эту проблему решенной с той полнотой и подробностью, которые необходимы для практических задач гидрометеорологии. Это обстоятельство объясняется тем, что величина испарения с водной поверхности в естественных условиях определяется большим числом метеорологических факторов, влияние которых на испарение не всегда можно исследовать надежно экспериментальным путем.

Несмотря на многочисленные попытки измерения величины испарения с помощью специальных приборов, в настоящее время не имеется хорошо разработанной методики измерения испарения с водной поверхности. Поэтому для определения величины испарения широко используются расчетные методы. Существующие расчетные формулы для величины испарения можно разбить на следующие группы:

а) формулы для расчета величины испарения, полученные в результате использования различного рода испарителей;

б) формулы для расчета величины испарения, полученные в результате теоретического рассмотрения процесса испарения.

При этом в большинстве случаев используется уравнение теплового баланса и уравнение диффузии водяного пара. Несмотря на то, что последний путь исследования обладает бесспорными преимуществами по сравнению с чисто экспериментальным, он, однако, до сих пор не получил еще широкого распространения. Причиной этого обстоятельства является тот факт, что некоторые важные вопросы теплового баланса водной поверхности, а также характеристики диффузии водяного пара, недостаточно хорошо исследованы.

Естественные водные поверхности, с физической точки зрения, целесообразно разграничить на две группы. К одной группе относятся водные поверхности с характерными размерами до тысяч километров. Такие водоемы условно можно называть неограниченными и отнести к ним океаны и моря. Метеорологический режим над ними определяется процессами большого масштаба. Поэтому и процессы испарения также связаны с процессами, развивающимися на больших пространствах и до значительных высот.

К другой группе относятся водные поверхности с характерными размерами до сотен километров (реки, озера и другие водоемы суши). Последние водоемы условно назовем ограниченными. Метеорологический режим над такими водоемами в первую очередь определяется процессами тепло-влажности между водной поверхностью и приземным слоем воздуха, поэтому процессы испарения определяются главным образом метеорологическими процессами, развивающимися в приземном слое воздуха.

Методика определения величины испарения с поверхности ограниченных водоемов разрабатывается в отмеченных выше направлениях.

Из существующих методов расчета испарения с ограниченных водоемов отметим прежде всего методику, разработанную в Государственном гидрологическом институте (ГГИ).

Многолетние работы ГГИ в направлении разработки методики определения величины испарения обобщены в работе А. П. Браславского и З. А. Видули-

ной [1]. Изложенная авторами методика является наиболее полной и подробно разработанной. Однако, несмотря на попытку авторов широко использовать уравнение теплового баланса для расчета величины испарения, предлагаемая ими методика в основном имеет эмпирический характер.

В большинстве теоретических работ по испарению не учитывались процессы теплообмена в воде и поэтому не могла быть оценена зависимость испарения от характеристик водоема. В работах Д. Л. Лайтмана и М. П. Тимофеева [2], [3] сделана попытка разработки методики расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов, основывающаяся на использовании результатов теоретических исследований.

Прежде всего отметим, что при расчете величины испарения чаще всего встречаются следующие случаи: расчет величины испарения при наличии данных о температуре поверхности и при отсутствии данных о температуре поверхности водоема.

Основываясь на своих теоретических исследованиях по турбулентной диффузии водяного пара, Д. Л. Лайтман и М. П. Тимофеев предлагают следующую формулу для величины скорости испарения в случае известной температуры поверхности водоема:

$$E = \frac{\rho p \left(\frac{k_1}{u_1}\right)^{1-p} u_1}{(1-2p)^{1-2p} z_1^{1-2p} \Gamma(1+p)} \frac{q_n - q'}{x^p}, \quad (1)$$

где $\Gamma(1+p)$ — гамма-функция, ρ — плотность воздуха, q_n — максимальная влажность воздуха при температуре поверхности воды, u_1 — скорость ветра на высоте z_1 , $\frac{k_1}{u_1}$ — отношение коэффициента турбулентности к скорости ветра на высоте z_1 (обычно $z_1 = 1$ м), p — показатель, характеризующий изменение скорости ветра с высотой, q' — влажность натекающего воздуха, x — размер водоема в направлении ветра.

По исследованиям Т. А. Огневой [4] величина p приближенно может быть принята равной 0,1, а величина $\frac{k_1}{u_1}$ в условиях, близких к равновесным, — 0,01 м.

При указанных значениях p , $\frac{k_1}{u_1}$, значениях влажности воздуха q' и максимальной упругости при температуре поверхности e_n в мб, скорости ветра в м/сек., формула (1) имеет вид

$$E = 0,16 u_1 \frac{e_n - e'}{x^{0,1}} \left[\frac{\text{мм}}{\text{сутки}} \right]. \quad (2)$$

Для расчета температуры поверхности водоема (при отсутствии таких данных) Д. Л. Лайтман и М. П. Тимофеев [2] используют уравнение теплового баланса для поверхности водоема. При этом выражение для испарения E за время t имеет следующий вид:

$$E_t = a_1 u_1 \left\{ D + n \left[e^{-\bar{Q}t} \left[(T_n - T') - \frac{\bar{P}}{\bar{Q}} (e^{\bar{Q}t} - 1) \right] \right] \right\}. \quad (3)$$

Здесь D — дефицит влажности воздуха

$$a_1 = \frac{9,8 \left(\frac{k_1}{u_1}\right)^{1-p}}{x^p},$$

$$n = \frac{24 \cdot 10^3}{(235 + T')^2} e^{\frac{17,3 T'}{235 + T'}}$$

определяется температурой натекающего воздуха T' .

$$Q = \frac{1}{a} [b + 60 a_1 u_1 n + 4 \sigma T_0^3] \text{ при } b = \frac{375 \left(\frac{k_1}{u_1}\right)^{1-p}}{x^p} u_1,$$

σ — постоянная Стефана — Больцмана, T_0 — среднее значение абсолютной температуры,

$$\rho = \frac{1}{\alpha} \left[B_r + \alpha \frac{dT_r}{dt} - R' - S' (A' - A) + 60\alpha u_1 D \right].$$

B_r — величина теплообмена с грунтом, R' — величина радиационного баланса на суше в кал/см², S' — величина приходящей коротковолновой радиации в кал/см²,

A' и A — альбедо водной поверхности и суши, $\alpha = c_0 \int_0^H \varphi \left(\frac{z}{H} \right) dz$ — величина, определяющая теплообмен в воде и зависящая от глубины водоема H и тепловых характеристик воды c_0 .

Если в первом приближении принять, что при малых горизонтальных градиентах распределение температуры воды определяется ее температурой на поверхности как $T = T_0 \varphi \left(\frac{z}{H} \right)$, то при изотермии $\varphi \left(\frac{z}{H} \right) = 1$ и $\int_0^H \varphi \left(\frac{z}{H} \right) dz = H$. При

указанных выше численных значениях коэффициентов величина скорости испарения получается в мм за сутки. Следовательно, по выражению (3), испарение зависит как от характеристик окружающей территории (температура и дефицит влажности воздуха, приходящая коротковолновая радиация, радиационный баланс и альбедо поверхности, изменение температуры воздуха со временем), так и от характеристик водоема (скорость ветра, альбедо, размеры и глубина водоема, теплообмен с грунтом, коэффициент турбулентности, показатель степени простого степенного закона для изменения скорости ветра с высотой, значение параметра α и разность температур поверхности воды и набегающего воздуха в начальный момент). Влияние всех этих факторов на общую величину испарения будет различным, и в некоторых случаях ряд из них можно не принимать во внимание. Представляет интерес произвести количественную оценку изменения испарения при различных значениях определяющих его параметров. Приближенно это изменение можно исследовать путем рассмотрения результатов расчета испарения по выражению (3) при заданных возможных значениях исходных данных. При этом расчете для каждого параметра задавались несколько значений, характерных для летнего периода, и расчет производился таким образом, что в каждом случае менялся какой-либо один фактор, а все остальные оставались неизменными. За основные были приняты следующие данные, характерные для летней ясной погоды и водоема глубиной $H = 10$ м и размером $x = 10$ км:

$$\begin{aligned} k_1 &= 0,01 \text{ м} & S' &= 600 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки} \\ u_1 &= 10 \text{ м/сек} & R' &= 350 \text{ " } \\ D &= 10 \text{ мб} & A' - A &= 0,12 \text{ " } \\ u_1 &= 4 \text{ м/сек} & T_n - T' &= 2^\circ \\ T' &= 20^\circ & B_r &= 0 \\ \alpha &= 1H & \frac{dT_r}{dt} &= 0 \\ p &= 0,1 & \frac{dI'}{dt} &= 0 \end{aligned}$$

При этих условиях испарение, рассчитанное по (3), составляет 4,7 мм за сутки. Покажем, как будет меняться испарение при изменении того или иного фактора. В табл. 1 приведены принятые пределы значений параметров, определяющих испарение, а также рассчитанные величины испарения, соответствующие крайним значениям этих параметров; в последней графе дана величина изменения испарения.

Данные таблицы показывают, что существенное влияние на изменение среднесуточной скорости испарения оказывают температура и дефицит влажности воздуха, скорость ветра, размер водоема, радиационный баланс, характеристики турбулентной диффузии.

Таблица 1

№ пп.	Пределы изменения величины	Пределы изменения среднесуточного испарения в мм за сутки	% от наименьшей величины испарения
1	$T' : 10-30^\circ$	4,1-5,2	27
2	$D : 5-20 \text{ мб}$	4,1-5,9	44
3	$u : 2-6 \text{ м/сек}$	3,4-5,4	59
4	$x : 1-50 \text{ км}$	5,4-4,4	23
5	$R' : 350-200 \text{ кал}$	4,7-3,1	52
6	$S' : 600-300 \text{ кал}$	4,3-5,1	19
7	$(A'-A) : 5-20\%$	3,8-7,0	84
8	$\frac{dT_r}{dt} : 0,005-0,03 \text{ м}$	4,3-5,1	19
9	$\frac{dT_r}{dt} \left[\frac{\text{град}}{\text{сутки}} \right] : \text{от } -5 \text{ до } -5^\circ$	4,7-4,7	0
10	$(T_n - T') : 0-10^\circ$	4,7-4,4	7
11	$B_r : 0 \text{ и } 10\%$ от R'	4,6-4,7	2

Действительно, изменение скорости ветра от 2 до 6 м/сек., что характеризует пределы изменения ее на ограниченных водоемах Европейской территории СССР в летний период, меняет испарение на 60%. В ясный летний день испарение на 50% больше, чем в облачный (при прочих равных условиях), что определяется величиной радиационного баланса суши. Однако испарение с водной поверхности определяется не радиационным балансом суши, а радиационным балансом воды. В расчетной схеме это в основном учитывается через разность альбедо суши и воды, значение которой также заметно сказывается на величине испарения. Например, в зависимости от изменения радиационных характеристик прилегающей к водоему территории (альбедо суши меняется примерно на 15-20%) различия в испарении могут составлять до 20%. Как и следовало ожидать, существенное влияние на испарение оказывает дефицит влажности воздуха; при увеличении его от 5 до 20 мб испарение возрастает почти на 50%. При увеличении температуры воздуха от 10 до 30° испарение возрастает на 30%. Следует отметить, что предложенная схема расчета испарения учитывает размер водоема. Влияние размеров водоема на величину испарения довольно существенно. Неучет этого эффекта при изменении размеров от 1 до 50 км связан с ошибкой в определении испарения около 20%. Существенное влияние на испарение оказывает величина коэффициента турбулентности. Взяты в табл. 1 значения коэффициента турбулентности имеют очень широкий диапазон, который, возможно, не всегда характерен для водных поверхностей. Но даже и меньшие изменения $\frac{k_1}{u_1}$ будут существенно менять величину испарения.

Изменение температуры со временем существенно сказывается на величине испарения, но рассмотренные в табл. 1 примеры не могут часто иметь место в реальных условиях.

Разность температур испаряющей поверхности и набегающего воздуха мало влияет на величину среднесуточного испарения.

Расчеты показывают, что характеристики водоема (глубина, изменение температуры в воде по вертикали, теплообмен с грунтом) при значительных величинах радиационного баланса мало влияют на величину среднесуточного значения испарения. Например, при изменении глубины водоема от 5 до 10 м (или изменении величины α от 0,5 до 1) испарение меняется всего на 2%. Изменение величины теплообмена с ложем водоема несколько сильнее влияет на величину испарения (по таблице испарение меняется на 7%), однако пределы изменения B_r нами занижены. Незначительное влияние теплообмена в воде относится, очевидно,

только к расчетам среднесуточной величины испарения, так как в среднем за сутки величина теплообмена в воде действительно невелика. Влияние характеристик водоема является более существенным при сравнительно малых значениях радиационного баланса, что может иметь значение при расчетах как суточного, так и годового хода. Изменение параметра p , принятого нами в расчетах равным 0,1, также не слишком значительно меняет величину испарения, и для $p = 0,07$ испарение на 6% больше, а для $p = 0,15$ на 4% меньше, чем при $p = 0,1$.

Полученные в табл. 1 количественные оценки имеют до некоторой степени условный характер, поскольку при расчете принимается изменение какой-либо одной величины при неизменных остальных. В действительности при смене погодных условий меняются все величины и испарение будет определяться суммарным эффектом изменения всех элементов. Однако изложенные нами результаты, характеризующие зависимость испарения с поверхности ограниченных водоемов от различных характеристик метеорологического режима, в первом приближении не противостоят известному нам экспериментальному материалу. Поэтому представляет интерес расчет испарения по изложенной методике для реальных водоемов.

Таблица 2

Ме- сяцы	u_1	T	D	α	$T_n - T'$	S'	R'	$A' - A$	x (м)	E мм/сутки	E мм/м-ц
Цимлянское водохранилище											
IV	3,7	6,8	2,9	10	-3,5	100	155	0	23 000	1,2	36
V	4,9	16,7	6,4	10	-3,3	510	300	0,15	23 000	4,0	124
VI	4,6	23,2	13,2	8	-2,7	560	345	0,16	23 000	5,8	174
VII	4,2	27,0	17,3	8	-1,4	600	360	0,16	23 000	6,3	195
VIII	5,0	24,6	15,8	8	-1,2	530	285	0,15	23 000	5,6	173
IX	4,3	18,6	9,4	7	1,4	360	145	0,13	23 000	2,8	84
X	5,4	10,4	2,2	7	3,0	250	95	0,11	23 000	1,2	37
XI	8,1	4,8	0,8	7	3,3	160	15	0,09	23 000	0,4	12
оз. Красавица											
V	3,1	10,4	4,8	10	-0,5	400	210	0,13	1860	2,3	71
VI	3,1	14,4	5,0	10	2,2	400	250	0,13	1870	2,8	84
VII	3,0	17,7	4,8	10	2,9	380	230	0,13	1840	2,7	84
VIII	2,9	15,2	3,4	10	2,9	300	150	0,13	1930	1,8	56
IX	3,2	10,5	2,2	10	4,3	200	70	0,13	1930	1,0	30

В табл. 2 приведены результаты расчета испарения с поверхности Цимлянского водохранилища и оз. Красавица по наблюдениям за 1954 г. Данные измерений, использованные при расчете, взяты из наблюдений ЦНИГО (Цимлянская научно-исследовательская гидрометеорологическая обсерватория) и озерной станции ГГИ. Расчет выполнен при $k_1 = 0,01$ м, $p = 0,1$, $B_r = 0$ и $\frac{dT'}{dt} = 0$.

Приведенные в табл. 2 значения испарения, по нашему мнению, являются реальными величинами.

Как ясно из вышеизложенного, расчет испарения по настоящей методике не представляет каких-либо затруднений. В дальнейшем исследование методики расчета испарения будет продолжено с целью разработки простых практических приемов расчета для различных интервалов времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Браславский А. П. и Вихулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоздат, Л., 1954.
- Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4, Л., 1956.
- Тимофеев М. П. Об изменении температуры и влажности воздуха над ограниченными водоемами. Печатается в этом сборнике.
- Огнева Т. А. О распределении метеозадающих над водоемами. Печатается в этом сборнике.
- Огнева Т. А. Характеристики турбулентного обмена над водоемами. Печатается в этом сборнике.

Т. А. ОГНЕВА

СУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИСПАРЕНИЯ И ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛООБМЕНА С ВОЗДУХОМ ВОДОЕМОВ

При анализе сумм тепла, связанных с затратами на испарение и турбулентный теплообмен, большое значение имеет суточная изменчивость этих величин, так как она характеризует перераспределение радиационного тепла в течение суток.

Для поверхности суши суточная изменчивость составляющих теплового баланса достаточно хорошо известна; при этом основные затраты тепла как на испарение, так и на турбулентный теплообмен происходят при положительных величинах радиационного баланса (главным образом днем).

По суточной изменчивости составляющих теплового баланса и, в частности, затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен над водной поверхностью сведения очень ограничены. Нам известен только опыт Франсила [1] по расчету суточного хода составляющих теплового баланса для одних суток на оз. Пуа-ари 9—10/VII 1938 г.; из этих данных следует, что затраты на испарение, составляющие за сутки 350 кал/см², хотя и имеют суточный ход, но распределены в течение суток достаточно равномерно, и если за день на испарение затрачивается 190 кал., то за ночь 170 кал. Турбулентный теплообмен на сравнительно малом водоеме имеет небольшую величину, причем для данных суток днем воздух отдавал, а ночью получал тепло от воды. Днем испарение осуществляется главным образом за счет радиационного притока, а ночью — за счет теплоотдачи воды.

По наблюдениям Главной геофизической обсерватории (ГГО) на водоемах летом 1954 г. также можно сделать некоторые заключения о суточной периодичности и таким образом показать, как происходит перераспределение радиационного потока на водной поверхности в течение суток и каково при этом взаимодействие составляющих теплового баланса.

Для оценки величин испарения и турбулентного потока тепла в суточном ходе можно использовать несколько способов. Если известны величины радиационного баланса и затраты тепла, связанные с теплообменом в воде, то на основании уравнения теплового баланса можно было бы получить суммарную характеристику интересующих нас величин (такой метод использовал Франсила). Но, как показала исследования Л. В. Несиной (см. данный сборник), а также и данные Франсила, оценить величину теплообмена в воде чрезвычайно трудно, особенно при наличии наблюдений над температурой только в прибрежной части водоема.

Другой способ состоит в использовании законов турбулентного переноса тепла и влаги. Но при этом встает вопрос о характеристиках турбулентного обмена над водной поверхностью и в первую очередь о величине коэффициента турбулентности и граничных условиях обмена на поверхности.

Обработка экспериментального материала, полученного в ГГО в 1954 г., показала, что для коэффициента турбулентности, отнесенного к скорости ветра на высоте 1 м (k/u_1) над ограниченными водоемами, реальным является значение 0,01 м, что в несколько раз меньше, чем над естественными поверхностями с травяным покровом.

Реально наблюдаемые профили температуры и влажности воздуха хорошо описываются [2], если в качестве граничных условий на поверхности принять или молекулярный коэффициент, или наличие слоя (d) порядка 10^{-3} м, в котором

процессы обмена определяются молекулярной передачей. На этом основании для расчета потока влаги можно использовать следующие выражения, связывающие характеристики влажности на испаряющей поверхности и в воздухе

$$E' = \frac{K_1 p}{z_1} \frac{q_0 - q_2}{K_1 \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}, \quad (1)$$

$$E'' = \frac{K_1 p}{z_1} \frac{q_0 - q_2}{\ln \frac{z_2 + K_1 p}{z_1 + K_1 p} \frac{d}{D}}. \quad (2)$$

Здесь q_0 и q_2 — влажность на поверхности и на высоте z_2 в воздухе, D — коэффициент молекулярной диффузии.

Аналогичные выражения можно написать для потока тепла (P).

Если $z_2 = 2$ м, $z_1 = 1$ м, $d = 10^{-8}$ м, $D = 0,2 \cdot 10^{-4}$ (м²/сек.), то в тепловых единицах (при e в мб)

$$\begin{aligned} LE' &= 0,34 K_1 \Delta e \quad (\text{кал/см}^2 \text{ мин.}) & P' &= 0,22 K_1 \Delta T \quad (\text{кал/см}^2 \text{ мин.}) \\ LE'' &= 0,24 K_1 \Delta e & P'' &= 0,16 K_1 \Delta T \end{aligned}$$

Из этих выражений видно, что граничные условия на поверхности существенно влияют на суммарные величины потоков тепла (при условии одинакового значения величины K_1), и принятие молекулярного коэффициента на поверхности или в слое меняет конечный результат на 30%.

Примем для расчета потоков влаги (и соответственно тепла) выражение (1), считая, что если этим не определяется абсолютная величина, то относительный ход со временем описывается вполне правильно. Естественно, что суточная изменчивость потоков тепла и влаги будет характеризоваться ходом определяющих эти потоки величин, а именно температурой поверхности и вышележащих слоев воздуха, дефицитом влажности, а также величиной коэффициента турбулентности.

Таблица 1

Исходные данные для расчета и рассчитанные величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен по наблюдениям за 7 суток над водой

Величины	Часы суток					
	18	20	22	24	2	4
Δe_{0-2} мб	17,1	15,8	12,5	12,7	12,4	13,5
ΔT_{0-2} °C	-2,2	-1,7	-1,4	0,1	0,7	1,1
u_1 м/сек.	3,2	2,1	3,6	3,5	3,4	3,6
K_1 м/сек.	0,048	0,032	0,054	0,052	0,051	0,54
LE кал/см ² мин.	0,276	0,172	0,230	0,225	0,215	0,248
P кал/см ² мин.	-0,023	-0,012	-0,017	0,001	0,008	0,013
R кал/см ² мин.	0,141	-0,084	-0,086	-0,089	-0,079	-0,087

Величины	Часы суток					
	6	8	10	12	14	16
Δe_{0-2} мб	13,2	13,8	16,8	19,0	20,4	19,6
ΔT_{0-2} °C	1,1	-0,1	-1,4	-2,6	-3,1	-2,5
u_1 м/сек.	3,4	3,5	2,7	3,9	3,4	3,7
K_1 м/сек.	0,051	0,048	0,040	0,058	0,061	0,055
LE кал/см ² мин.	0,229	0,225	0,228	0,375	0,425	0,365
P кал/см ² мин.	0,012	-0,001	-0,012	-0,033	-0,042	-0,030
R кал/см ² мин.	0,066	0,419	0,741	0,824	0,790	0,456

Приведенные в табл. 1 средние за 7 суток наблюдения над Цимлянским водохранилищем разности температуры и влажности от поверхности воды до высоты 2 м показывают заметную суточную изменчивость этих величин, хотя характер ее различный. Так, дефицит влажности, имея в среднем за сутки значение около 16 мб, в течение суток меняется от 12,5 до 20,5 мб, с максимумом в 14 час. и минимумом в середине ночи. Разность температуры между поверхностью воды и воздухом на высоте 2 м при незначительных абсолютных величинах (до 3°) меняет знак для дня и ночи, определяя в дневное время поток тепла, направленный к поверхности, а ночью — от нее. Следует отметить, что наблюдается некоторое несоответствие разностей температур между поверхностью и воздухом, с одной стороны, и разностью температур на двух уровнях в воздухе — с другой: температурный градиент в воздухе направлен в течение всего суточного периода к поверхности, хотя абсолютные величины его невелики. Этот факт может быть связан с особенностями измерения.

Поскольку температурная стратификация в исследуемый период наблюдений близка к равновесной, турбулентный обмен, очевидно, должен определяться скоростью ветра. Суточный ход скорости над водной поверхностью по данным измерений выражен слабо и не связан с ходом других метеорологических элементов. Поэтому и коэффициент турбулентности¹ имеет малую суточную изменчивость и в среднем за сутки на высоте 1 м составляет около 0,05 м²/сек. Потоки тепла и влаги в суточном ходе вместе с измеренной величиной радиационного баланса помещены в табл. 1. Как и следует ожидать, направление потоков и абсолютные величины затрат тепла, связанных с испарением, чрезвычайно сильно отличаются от турбулентного теплообмена. Прежде всего, поток влаги, а следовательно, и количество тепла, затрачиваемое на испарение в течение всего времени суток, направлены от поверхности и составляют за сутки около 400 кал/см² (что соответствует испарению около 7 мм слоя воды).

Изменчивость затрат тепла на испарение в течение суток невелика; максимальные интенсивности отличаются от минимальных в два раза; при этом увеличение затрат на испарение наблюдается во вторую половину дня, с 10 до 18 час., а с 20 до 10 оно держится примерно на одном уровне и составляет около 0,25 кал/см² мин. Днем турбулентный поток тепла направлен к поверхности, что связано, очевидно, с недостаточным притоком радиационного тепла для обеспечения испарения; ночью вода теплее воздуха, и некоторое количество тепла путем турбулентного теплообмена переносится от поверхности в воздух.

Соотношение затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен имеет абсолютные (без учета знака) величины в течение суток, представленные в табл. 2.

Таблица 2

Соотношение затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен		Часы											
		18	20	22	24	2	4	6	8	10	12	14	16
LE/P		12	14	13	—	27	19	19	—	19	11	10	12

Из этих данных следует, что в среднем затраты тепла на испарение превышают турбулентный теплообмен в течение суток в 15 раз (в 24 и 8 час. соотношение не приводится, так как в связи со сменой знака турбулентного потока тепла его нельзя считать надежным). Следовательно, величины турбулентного потока тепла над водоемом в июле составляют не более 5—10% по сравнению с затратами тепла на испарение.

Для того чтобы показать различия в суточном ходе вертикального переноса тепла и влаги над водной поверхностью по сравнению с поверхностью суши, приводим данные по затратам тепла на испарение и нагревание воздуха, полученные по синхронным наблюдениям над сушей в Цимлянской экспедиции.

¹ Величина коэффициента турбулентности при скорости 1 м/сек. на высоте 1 м рассчитана по шероховатости при равновесных условиях $z_{00} = 10^{-5}$ м и принята равной $K_1 u_1 = 0,015$.

Таблица 3
Исходные данные для расчета и рассчитанные величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен по наблюдениям за 7 суток над сушей

Величины	Часы суток					
	18	20	22	24	2	4
$\Delta t_{0,2-1,5}$ мб	1,9	0,7	0,7	0,5	0,7	0,6
$\Delta T_{0,2-1,5}$ °	-0,2	-1,1	-0,8	-0,7	-0,6	-0,7
u м/сек.	2,4	1,6	1,8	1,8	1,8	1,4
k м/сек.	0,094	0,002	0,030	0,036	0,047	0,006
LE кал/см² мин.	0,16	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
P кал/см² мин.	-0,04	-0,01	-0,04	-0,05	-0,07	-0,06
R кал/см² мин.	0,04	-0,09	-0,08	-0,09	-0,08	-0,07

Величины	Часы суток					
	6	8	10	12	14	16
$\Delta t_{0,2-1,5}$ мб	1,1	1,8	2,0	2,0	1,7	1,6
$\Delta T_{0,2-1,5}$ °C	-0,1	0,7	1,2	1,5	1,3	0,4
u м/сек.	1,5	2,2	2,8	3,5	3,3	3,8
k м/сек.	0,071	0,154	0,198	0,240	0,222	0,214
LE кал/см² мин.	0,11	0,33	0,43	0,47	0,35	0,28
P кал/см² мин.	0,02	0,08	0,16	0,24	0,17	0,04
R кал/см² мин.	0,15	0,50	0,73	0,84	0,59	0,30

В табл. 3 даны как исходные величины для расчетов потоков тепла и влаги на естественной поверхности суши с величиной шероховатости $z_0 = 4$ см, так и интересующие величины потоков в суточном ходе. Прежде всего обращает внимание резко выраженный суточный ход коэффициента турбулентности k , величина которого меняется от значений, близких к нулю, ночью до 0,3 м/сек. днем. Изменчивость коэффициента связана с суточным ходом скорости ветра, а также с существенным изменением температурной стратификации днем и ночью. В соответствии с суточным ходом градиентов температуры, влажности и коэффициента ветвистости с суточным ходом турбулентности величины турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение (рассчитанные по общепринятой методике) имеют выраженный суточный ход с максимумами, совпадающими с наибольшими величинами радиационного баланса и минимумом испарения и обратной величиной турбулентного потока тепла, в ночное время.

Соотношение затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен в суточном ходе для поверхности суши дано в табл. 4 (в абсолютных величинах без учета знака).

Таблица 4
Соотношение затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен для поверхности суши

Часы	18	20	22	24	2	4	6	8	10	12	14	16	18
LE/P	5	0,5	0,5	0,2	0,4	0,2	5,5	4	2,5	2	2	7	5

Как эти, так и вышеприведенные данные показывают, что соотношение между затратами тепла на испарение и турбулентный теплообмен резко отличается для водной поверхности и для суши. Именно, если над сушей (в условиях заливого)

Рассчет коэффициента турбулентности проведен на основании методики Лайтмана [3].

побережья Цимлянского моря) затраты на испарение только в дневное время несколько превосходят затраты на турбулентный теплообмен, то над водной поверхностью они в течение суток примерно в 10—15 раз больше, чем величины теплообмена с воздухом. По сравнению с радиационным притоком тепла над водой и над сушей затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен отличаются по абсолютным величинам, как это видно из табл. 5.

Таблица 5
Соотношение составляющих теплового баланса над сушей и водой

Величины	Часы											
	18	20	22	24	2	4	6	8	10	12	14	16
Суша	LE/P	4,2	0,2	0,3	0,1	0,4	0,2	0,8	0,7	0,6	0,6	1,0
	P/R	1,0	0,5	0,5	0,6	0,9	0,9	0,1	0,2	0,2	0,3	0,1
Вода	LE/P	1,8	1,9	2,5	2,4	2,5	2,6	3,2	0,5	0,3	0,4	0,5
	P/R	0,2	0,1	0,2	0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,01	0,1	0,05

Приведенные данные показывают, что над сушей в дневное время на испарение затрачивается немногим больше половины от радиационного притока, а ночью по сравнению с излучением деятельной поверхности на испарение расходуется 10—20% от притока тепла к поверхности; турбулентный теплообмен днем составляет 10—30% от радиационного притока, а ночью, особенно в ее вторую половину, обеспечивает затраты тепла, связанные с излучением и испарением. Над водной поверхностью в течение суток турбулентный обмен составляет от нескольких процентов днем до 20% ночью от радиационного баланса, тогда как затраты тепла на испарение в дневное время расходятся около половины радиационного притока, а ночью в несколько раз превосходят потери на излучение с поверхности.

Поскольку величины турбулентного притока тепла к водной поверхности невелики, то, следовательно, испарение и излучение в ночное время осуществляются за счет изменения теплосодержания водной массы.

Несколько иные соотношения получаются между тепловыми потоками, связанными с теплообменом и влагообменом, если речь идет о переходном времени года. Для примера приводим в табл. 6 соотношения (в абсолютных величинах без учета знака) в суточном ходе, полученные по наблюдениям 20—21 мая 1954 г., на оз. Красавица (Ленинградская область) над водой и над сушей.

Таблица 6
Соотношение составляющих теплового баланса над водой и сушей 20—21 мая 1954 г.

Величины	Часы											
	8	10	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6
Вода	LE/P	0,50	0,25	0,80	0,50	0,40	0,30	0,30	0,50	1,00	1,00	1,10
	LE/R	0,02	0,03	0,06	0,05	0,45	0,35	0,20	0,23	0,10	0,17	0,22
	P/R	0,03	0,07	0,08	0,11	1,03	0,95	0,74	0,47	0,10	0,17	0,02
Суша	LE/P	0,41	1,14	0,97	3,5	4,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,33	0,20
	LE/R	0,23	0,41	0,41	0,44	1,33	0,10	0,14	0,00	0,00	0,12	0,14
	P/R	0,56	0,36	0,42	0,13	0,33	0,10	0,14	0,33	0,44	0,38	0,62

По этим данным в мае над водной поверхностью затраты тепла на испарение меньше турбулентного потока тепла примерно в два раза, а турбулентный поток (направленный к поверхности), по сравнению с радиационным балансом, имеет

Таблица 7
Исходные данные для расчета и рассчитанные величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен по наблюдениям 20—21 мая 1954 г.

Величины	Часы суток														
	8	10	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6	8		
а) над водой															
Δt_{0-2} мб	1.3	2.1	4.4	2.6	2.4	2.0	1.2	1.3	1.4	1.2	1.9	0.8	0.2		
ΔT_{0-2} °C	-3.8	-8.0	-8.7	-8.4	-8.5	-8.6	-7.0	-4.0	-2.1	-2.3	-0.3	-2.8	-7.1		
u , м/сек.	1.1	1.8	2.5	3.2	3.6	4.1	1.4	2.1	1.0	1.4	1.0	2.0	5.0		
R , м/сек.	0.019	0.031	0.042	0.054	0.061	0.070	0.024	0.036	0.017	0.024	0.017	0.034	0.085		
LE кал/см² мин.	0.008	0.022	0.063	0.048	0.050	0.048	0.010	0.016	0.008	0.012	0.011	0.009	0.006		
R кал/см² мин.	-0.016	-0.055	-0.080	-0.100	-0.114	-0.133	-0.037	-0.032	-0.008	-0.012	-0.001	-0.021	-0.133		
R кал/см² мин.	0.51	0.82	1.01	0.91	0.11	0.14	-0.05	-0.07	-0.08	-0.07	-0.05	0.11	0.35		
б) над сушей															
Δt_{0-2} мб	0.4	1.4	1.4	1.3	0.6	0.2	0.3	0.0	0.0	-0.1	-0.1	-0.2			
ΔT_{0-2} °C	1.2	2.0	2.3	0.5	0.2	0.3	-1.0	-1.3	-1.2	-0.8	-1.2	0.4			
u , м/сек.	1.5	1.2	1.6	1.1	1.1	1.2	0.5	0.7	3.3	0.6	0.0	0.5			
R кал/см² мин.	0.40	0.63	0.80	0.16	0.03	0.10	-0.07	-0.03	-0.09	-0.08	-0.08	0.07			
LE кал/см² мин.	0.09	0.26	0.33	0.07	0.04	0.01	0.01	0.0	0.0	-0.01	-0.01	-0.01			
R кал/см² мин.	0.22	0.23	0.34	0.02	0.01	0.01	-0.01	-0.03	-0.04	-0.03	-0.05	0.05			

заметную величину, особенно во вторую половину дня. Отсюда следует, что почти все тепло от радиационного притока в переходное время днем, очевидно, поглощается водой, а ночью турбулентный поток тепла составляет существенную долю в излучении поверхности.

Что касается суточной изменчивости затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен над водой в переходное время, то, как видно из табл. 7, она хорошо выражена. При этом максимум испарения наблюдается в часы наибольших величин радиационного баланса, а максимум турбулентного потока тепла, направленного к поверхности, приходится на послеполуденные часы.

Помимо суточной изменчивости величин испарения и турбулентного потока тепла, представляет интерес выяснение их вариации от дня ко дню. К сожалению, в соответствии с имеющимися данными судить об этом можно только по наблю-

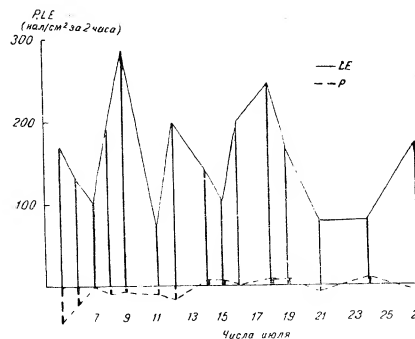


Рис. 1. Ход величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в июле 1954 г.

дениям в течение 15 дней в июле на Цимлянском водохранилище. На рис. 1 дан ход полусуточных (дневных) сумм затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен в отдельные дни июля. Как видно из приведенных данных, изменчивость испарения от дня ко дню значительная, испарение за день может меняться от 1 до 5 мм. Вариации турбулентного потока тепла не заслуживают большого внимания вследствие малости самой величины.

Для того чтобы детально разобраться в механизме взаимодействия и распределения тепла на водной поверхности, следует проследить за суточным ходом составляющих теплового баланса в течение всего теплого периода.

Однако на основании приведенных материалов уже можно сделать следующие выводы:

1. В летнее время радиационное тепло над водой в среднем за сутки расходуется на испарение с поверхности.
2. В течение суток испарение меняется мало и в ночное время при отрицательной величине радиационного баланса обеспечивается за счет тепла водной массы.
3. Величины турбулентного теплообмена летом увеличивают примерно на 10% радиационный приток тепла к водной поверхности.

4. В весеннее время соотношение составляющих теплового баланса существенно отличается. Именно затраты тепла на испарение в среднем за сутки составляют меньше 20% от приходящего радиационного тепла, а все остальное тепло аккумулируется водной массой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Fransilla M. Zur Frage des Wärme- und Feuchteaustausches über Binnenseen. Mitteil. des Met. Inst. der Universität Helsinki, № 42, 1940.
2. Огнева Т. А. Характеристики турбулентного обмена над водоемами. Печатается в данном сборнике.
3. Огнева Т. А. Некоторые закономерности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеонадат, 1955.

М. П. ТИМОФЕЕВ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НАД ОГРАНИЧЕННЫМИ ВОДОЕМАМИ

Рассмотрим изменение температуры и влажности воздуха при его движении над ограниченным водоемом. Под ограниченным водоемом мы понимаем водоемы суши с характерными размерами от нескольких сотен метров и до сотен километров. При движении воздуха над таким водоемом его температура и влажность будут изменяться главным образом под влиянием процесса тепло- и влагообмена между водной поверхностью и воздухом. Это положение справедливо и для движения воздуха над большими, неограниченными водоемами, однако количественное описание процессов тепло- и влагообмена в этом случае существенно будет отличаться от рассматриваемого нами случая.

Процесс изменения влажности воздуха наиболее заметным будет в сравнительно тонком, приземном (точнее — приподнятом) слое воздуха. Имея это в виду, в первом приближении такой процесс можно считать стационарным. При указанных выше предположениях влагообмен будет описываться известным уравнением турбулентной диффузии:

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \frac{\partial q}{\partial z} \right]. \quad (1)$$

Здесь q — влажность воздуха, u — скорость ветра, x , z — горизонтальная (направлена вдоль ветра) и вертикальная координаты.

Совершенно аналогичное уравнение может быть написано для процесса теплообмена. Кроме того, если воспользоваться эквивалентной температурой, то процессы тепло- и влагообмена могут быть описаны одним уравнением [например, (7)]. Однако в методическом отношении целесообразнее рассматривать два уравнения типа (1).

Имеются многочисленные работы, посвященные решению уравнения (1). Мы ставим перед собой задачу выяснить количественную сторону процесса изменения температуры и влажности воздуха над водоемами. При этом для более или менее подробного анализа могут быть использованы сравнительно простые, но достаточно физически обоснованные решения уравнения (1). Для наших целей подходящими граничными условиями уравнения (1) являются следующие:

1. Считаются известными „начальная“ температура и влажность воздуха.
2. На водной поверхности задаются значения влажности и температуры.

Первое условие является очевидным и бесспорным. Второе условие требует пояснений. Что касается температуры поверхности воды, то эта величина надежно измеряется стандартными приборами и вполне определена. Формально можно считать возможным и задание влажности воздуха на водной поверхности. Однако способ ее определения и измерения этим еще не определяется. Экспериментально же измерить эту величину чрезвычайно трудно и поэтому данных по значению влажности воздуха на границе раздела воздух — вода мы пока не имеем. Тем не менее косвенные оценки этой величины, выполненные различными методами (см. [1], [3], [6]), позволяют утверждать, что с удовлетворительной точностью влажность на водной поверхности равна максимальной влажности при температуре поверхности воды.

Поскольку мы рассматриваем трансформацию воздуха над ограниченными водоемами, постольку величины u и k (скорость ветра и коэффициент турбулентности) можно принять в следующем виде:

$$\begin{aligned} u &= u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1}{2}} \\ k &= k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad (2)$$

При указанных предположениях решение уравнения (1), как известно [6], имеет вид:

$$q = q_1 + (q_n - q_1) F \left(\frac{1}{L}; 2p \right). \quad (3)$$

Здесь q_1 — начальная влажность. Для формулы (3) величина q_1 должна изменяться по высоте по степенному закону типа (2) или оставаться постоянной с высотой. q_n — максимальная влажность, соответствующая температуре поверхности воды;

$$F \left(\frac{1}{L}; 2p \right) = F \left(\frac{1}{L}; 2p \right) \text{ — известная [5] функция.}$$

Обратимся сначала к выяснению закономерностей изменения влажности воздуха над водоемами. Как показывает формула (3), изменение влажности воздуха зависит от начальной влажности воздуха, температуры воды и значений функции $F \left(\frac{1}{L}; 2p \right)$.

Величины L и p имеют следующий смысл: $p = \frac{u}{1+2u}$; учитывая значение $u_1 p$ с удовлетворительной точностью может быть принято постоянной и равной 0,1.

$$L = \frac{1}{2(1-2p)^2 z_1^{\frac{1}{2}} \frac{k_1}{u_1} \frac{x}{z_1^{\frac{1}{2}}}} \quad (4)$$

где $\frac{k_1}{u_1}$ — отношение коэффициента турбулентности к скорости ветра на фиксированной высоте z_1 .

Таким образом, изменение влажности воздуха над водоемом определяется единственным физическим параметром — величиной $\frac{k_1}{u_1}$.

Формула (3), несмотря на свою простоту, в основном правильно описывает экспериментально исследованные закономерности изменения влажности воздуха над водоемами. Именно изменение влажности воздуха при его прохождении над водоемом, как показывает формула (3), характеризуется следующими закономерностями.

1. Влажность воздуха наиболее интенсивно изменяется главным образом на начальном отрезке пути воздуха над водоемом. После этого влажность изменяется, но изменяется сравнительно медленно. Начальный участок наиболее интенсивного изменения влажности по протяженности (для высоты $z=2$ м и значений $\frac{k_1}{u_1} = 0,01$ м) простирается до 5–10 км.

2. Изменение влажности воздуха над водоемом существенно зависит от начальной влажности воздуха, с которой последний начинает движение над водоемом. Относительное изменение влажности, на основании формулы (3), определяется следующим уравнением:

$$\frac{q - q_1}{q_1} = \left(\frac{q_n}{q_1} - 1 \right) F \left(\frac{1}{L}; 2p \right),$$

т. е. при прочих одинаковых условиях относительное изменение влажности обратно пропорционально начальной влажности.

3. Изменение влажности воздуха тем больше, чем выше температура поверхности водоема. Таким образом, например, для водоемов в районах пустынь и полупустынь изменения влажности воздуха даже при одинаковых начальной влажности воздуха и размерах водоемов будут большими, чем эти же величины для водоемов более северных районов.

Указанные закономерности изменения влажности воздуха над водоемами хорошо подтверждаются материалом наблюдений, приведенным в монографии [2]. Значение величины $\sigma_q = \frac{q - q_1}{q_1}$, помещенной на рис. 1 (кривая 1), позволяет рассчитать влажность воздуха на любом расстоянии от берега и любой высоте над воюю (при данном $\frac{k_1}{u_1}$), если известна начальная влажность и температура воды. На рис. 1 кривая 2 дает среднее изменение влажности для водоема данного размера (величина L).

Рассмотрим кратко изменение температуры воздуха над водоемами.

Изменение температуры воздуха описывается следующим уравнением:

$$T = T_1 + (T_n - T_1) F \left(\frac{1}{L}; 2p \right). \quad (5)$$

Здесь T_1 — начальная температура воздуха, T_n — температура поверхности водоема.

Что касается количественных закономерностей изменения температуры, то они, как показывает формула (5), в данной схеме совпадают с таковыми для изменения влажности.

Если мы введем параметр σ_T , аналогичный величине σ_q , т. е. $\sigma_T = \frac{T - T_1}{T_n - T_1}$, то, как очевидно из предыдущего, $\sigma_T = \sigma_q$, предполагая, что коэффициенты турбулентности для тепло- и влагообмена численно одинаковы.

Рассмотрение экспериментального материала показывает, что величины σ_T и σ_q действительно близки друг к другу. Это означает, что температура и влажность воздуха при его движении над водоемом в первом приближении изменяются по одному закону и относительные изменения указанных величин приблизительно одинаковы.

Следует отметить, что трансформация воздуха над водоемом характеризуется не только изменением температуры и влажности воздуха на фиксированной высоте, но и существенной перестройкой вертикального профиля этих элементов. В частности, это является важным для температуры воздуха, так как при движении воздуха над водоемом, например, «начальная» инверсия в нем может интенсивно разрушаться, и в придном слое может формироваться резко выраженное неустойчивое расслоение. Указанные вопросы имеют определенное значение и для изменений влажности воздуха. Даже в рамках только что изложенной простейшей теоретической модели трансформации воздуха над водоемами можно получить интересные результаты по изменению стратификации воздуха при его движении над водоемом.

Однако этот вопрос здесь специально не рассматривается. Мы уже указывали, что равенство величин σ_T и σ_q выполняется приблизительно, в некоторых же случаях они заметно отличаются друг от друга.

Если соответствующим образом обработать экспериментальный материал, приведенный в монографии [2] и относящийся к различным водоемам, то можно получить следующие средние значения величин $\sigma_q = 0,28$ и $\sigma_T = 0,36$.

Для того чтобы точнее и правильнее описать изменение температуры и влаж-

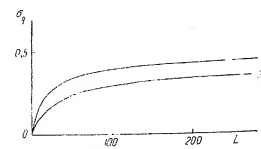


Рис. 1. Зависимость величины σ_q от размера водоема.

ности воздуха над водоемом, необходимо отказаться от некоторых допущений, принятых при решении уравнений тепло- и влагообмена и не всегда наблюдающихся в природе. В частности, необходимо учитывать, что температура на поверхности водоема иногда закономерно изменяется по зеркалу водоема.

Поэтому рассмотрим уравнение (1) при следующем условии на поверхности:

$$T|_{z=0} = T_n(x) = T_{0n} + \gamma x, \quad (6)$$

т. е. мы предполагаем, что температура поверхности воды линейно изменяется по направлению ветра. Величина q_n тогда может быть записана в следующем виде:

$$q|_{z=0} = q_n(x) \cong q_{0n}(1 + \alpha x), \quad (7)$$

где

$$\alpha = \frac{17,1\gamma}{235 + T_{0n}}.$$

Решения уравнения (1) для влажности и температуры при условиях (6) и (7) и прежних "начальных" условиях будут следующими:

$$T = T_1 + (T_{0n} - T_1)F + \gamma x F + \frac{\gamma^2}{(1-p)} \frac{x^2}{40} F - \frac{\gamma^2}{(1-p)^2} \frac{x^2}{40} \frac{\Gamma(p)}{\Gamma(p)}, \quad (8)$$

$$q = q_1 + (q_{0n} - q_1)F + \alpha x q_n F + \frac{\alpha x q_n}{(1-p)} \frac{x^2}{40} F - \frac{\alpha q_{0n} x^2}{(1-p)^2} \frac{\Gamma(p)}{\Gamma(p)}. \quad (9)$$

Величина γ может иметь различные знаки, поэтому влияние изменения T_n на процесс трансформации будет также различным.

Формулы (8), (9) показывают, что безразмерный параметр γ может оказаться неодинаковым для температуры и влажности. Поэтому изменение температуры поверхности может не только изменить степень трансформации, но и обусловить количественные различия в изменении температуры и влажности, что не имело места в случае постоянной температуры поверхности воды.

Очевидно, при "нулевом" начальном "скачке" температуры и влажности воздуха последние при движении воздуха над водоемом также будут изменяться. Этот процесс характеризуется тремя дополнительными членами формул (8) и (9).

Рассмотрим более подробно особенности изменения температуры и влажности воздуха над водоемами, используя для анализа параметры $\gamma = \frac{T - T_1}{T_{0n} - T_1}$, $\alpha = \frac{q - q_1}{q_{0n} - q_1}$. В природе наиболее интересными являются случаи хорошо выраженной адвекции.

Для холодной адвекции $(T_{0n} - T_1) > 0$. Тогда при $\gamma > 0$, т. е. когда температура поверхности по направлению потока растет, трансформация будет происходить более интенсивно, чем при неизменной температуре поверхности. Расчеты также показывают, что при реальных значениях величины γ (например, $\gamma = 1 \cdot 10^{-4}$ град. м⁻¹) изменение температуры будет происходить более интенсивно, чем изменение влажности, т. е. в этом случае $\gamma_T > \gamma_q$. В случае же, когда $\gamma < 0$, т. е. температура поверхности по направлению потока уменьшается, изменение температуры и влажности будет происходить менее интенсивно, чем при постоянной температуре поверхности и, кроме того, обычно выполняется условие $\alpha_T > \alpha_q$.

Для тепловой адвекции $(T_{0n} - T_1) < 0$ возможны также два случая. Если $\gamma > 0$, то изменения будут происходить менее интенсивно, чем при постоянной T_n и будут небольшие количественные различия в изменении температуры и влажности, при этом $\alpha_T > \alpha_q$.

Если же $\gamma < 0$, тогда $\gamma_T > \gamma_q$; кроме того, изменения будут происходить более интенсивно, чем при $T_n = \text{const}$.

В природе наблюдаются все рассмотренные нами случаи, однако, по нашему мнению, наиболее возможными являются следующие: при тепловой адвекции $\gamma < 0$, при холодной адвекции $\gamma > 0$. Следует отметить, что существуют водоемы, на которых в течение всего теплого времени года наблюдается постоянный градиент температуры поверхности. Но эти случаи, по-видимому, более редко встречаются. Важно отметить, что если $\gamma > 0$ при холодной адвекции и $\gamma < 0$ при тепловой адвекции (т. е. в наиболее типичных условиях для ограниченных водоемов в теплое время года), то параметры удовлетворяют условию $\gamma_T > \gamma_q$. Иначе говоря, если температура поверхности меняется по направлению потока, то в некоторых случаях температура воздуха, натекающего на водоем, будет изменяться более интенсивно, чем влажность. Это обстоятельство, возможно, является причиной того факта, что экспериментально определенные величины σ_T и σ_q [2] чаще всего удовлетворяют условию $\sigma_T > \sigma_q$.

Для примера вычислим величины σ_T и σ_q по формулам (8) и (9). Для расчета используем следующие данные: $T_{0n} = -10^\circ$, $\gamma = -10^{-4}$ град. м⁻¹, $p = 0,1$, $\frac{k_1}{a_1} = 0,01$ м. Результаты расчета представлены на графике (рис. 2).

Рассмотрим вопрос об определении потоков тепла и влаги в случае, если $T_n = T_{0n} + \gamma x$. Обозначая испарение через E , поток тепла через P , имея в виду, что $E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=0}$, $P = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ и используя формулы (8) и (9), получим следующие выражения для P и E :

$$P = \frac{c_p \rho k \gamma_1 \gamma_2 \theta^{1-p}}{(1-2p)^{1-2p} (1-p)(2-p) \Gamma(1-p)} + \frac{k_1 c_p \rho (T_{0n} - T^*)}{(1-2p)^{1-2p} (1-p) \theta^p \Gamma(p)}, \quad (10)$$

$$E = \frac{17,1 \rho}{235 + T_{0n}} \frac{q_{0n} \gamma_1 \gamma_2 \theta^{1-p}}{(1-2p)^{1-2p} (1-p)(2-p) \Gamma(p)} + \frac{\rho k_1 D}{(1-2p)^{1-2p} (1-p) \theta^p \Gamma(p)}. \quad (11)$$

Здесь c_p , ρ — теплоемкость и плотность воздуха, $D = q_m(T^*) - q^* - \text{дефицит влажности воздуха}$, $\Gamma(p)$ — гамма-функция.

В случае $T_n = \text{const}$ значения величин P и E определялись только вторыми членами формул (10), (11). Первые члены этих формул учитывают изменение температуры поверхности. Влияние последнего на значение P и E ясно показано формулами (10) и (11).

Действительно, в зависимости от знака γ величины P и E не только могут менять значение, но и свой знак. Если рассмотреть указанные выше случаи, то в отношении тепло- и влагообмена, учитывая соотношения (10), (11), можно сделать следующие заключения.

При холодной адвекции, когда $\gamma > 0$, теплообмен и испарение будут большими, чем в случае $T_n = \text{const}$, что и обусловит более интенсивное изменение температуры и влажности воздуха.

При тепловой адвекции, когда $\gamma < 0$, величина $P < 0$, что соответствует потоку тепла, направленному к водной поверхности.

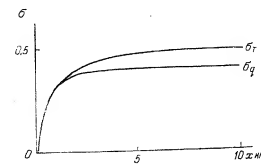


Рис. 2.

Величина E при некотором значении γ и θ (размер водоема вдоль ветра) также может быть отрицательной, т. е. вместо испарения будет иметь место процесс конденсации водяного пара на водной поверхности. Как видно из формулы (7), для малых θ и $D \gg 0$ величина $E > 0$, однако расчеты показывают, что даже при небольших градиентах γ ($\gamma < 10^{-4}$ град. m^{-1}) и для водоемов с характерными размерами до 50—100 км величина конденсации может быть значительной.

Рассмотрим следующий пример. Пусть $\frac{h_1}{h_2} = 0,01$ м; $\theta = 500$ ($x = 50$ км), $D \approx 3$ мб, $\gamma = -1 \cdot 10^{-4}$ град. m^{-1} , $u_1 = 5$ м/сек. Тогда на основании формулы (11) величина конденсации за период апрель—октябрь будет равна 450 мм.

Рассмотренный пример характеризует условия на некоторых озерах. Конечно, приведенный нами расчет предполагает, что градиент $\gamma = -10^{-4}$ град. m^{-1} сохраняет свое значение в течение 7 месяцев, что бывает очень редко. Однако и при более обычных условиях мы можем получить величины конденсации также значительными.

Таким образом, при некоторых реально наблюдаемых условиях трансформация воздуха на водоемах связана с конденсацией водяного пара на водной поверхности.

Очевидно, в подобных случаях будут образовываться туманы охлаждения, рассмотрение которых, однако, не входит в задачу настоящей работы. Следует отметить некоторую приближенность расчетов температуры и влажности при наличии конденсации, вследствие неучета теплоты испарения. Однако учет этого в условиях приземного слоя воздуха не является в первом приближении необходимым, так как этот эффект в данном случае мало влияет на изменение температуры воздуха.

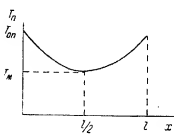


Рис. 3.

Поэтому, например, летом величина T_n в некоторых случаях уменьшается в направлении от берегов к центру водоема, если глубина в этом направлении закономерно увеличивается. В этих случаях изменение величины T_n по зеркалу водоема более правильно описывается следующей формулой:

$$T_n = T_{on} + 4(T_{on} - T_n) \left(\frac{x}{l}\right)^2 - 4(T_{on} - T_n) \left(\frac{x}{l}\right) = T_{on} + \alpha \left(\frac{x}{l}\right)^2 - \alpha \left(\frac{x}{l}\right), \quad (12)$$

где $\alpha = 4(T_{on} - T_n)$, l — размеры водоема (вдоль ветра).

Величина q_n тогда может быть представлена соотношением

$$q_n = q_{on} + \beta \left(\frac{x}{l}\right)^2 - \beta \left(\frac{x}{l}\right), \quad (13)$$

причем

$$\beta = \frac{17,1\alpha \cdot q_{on}}{235 + T_{on}}. \quad (13a)$$

Парабола (12) изображена на рис. 3. Парабола может быть обращена выпуклостью не вниз, а вверх, что иногда соответствует также реально наблюдаемому изменению величины T_n .

Изменение температуры воздуха над водоемом при условии (12) определяется следующей формулой:

$$T = T_1 + [(T_{on} - T_1) - \alpha \left(\frac{x}{l}\right) + \alpha \left(\frac{x}{l}\right)^2 - \frac{\alpha}{1-p} \frac{x}{l} \left\{ 1 - 2 \frac{x}{l} - \frac{x}{l} \frac{\gamma}{(2-p)} \right\}] F(2\chi, 2p) + \varphi, \quad (14)$$

где

$$\chi = \frac{x^2}{4\theta},$$

$$\varphi = \frac{e^{-\frac{\gamma}{2} \alpha \left(\frac{x}{l}\right)^2}}{(1-p) \Gamma(p)} \left[1 - 2 \frac{x}{l} + \frac{1-p}{2-p} \frac{x}{l} - \frac{1}{2-p} \frac{x}{l} \chi \right]. \quad (15)$$

Последние формулы показывают, что в случае, когда $T_{on} = T_1$, т. е. при равенстве температуры воздуха, натекающего на водоем, и температуры воды у уреза водоема, изменение температуры воздуха при выполнении условия (12) будет наблюдаться и величина $\varphi \neq 0$. Для изменения влажности воздуха над водоемом при выполнении условия (13) получим следующую формулу:

$$q = q_1 + [(q_{on} - q_1) - \beta \left(\frac{x}{l}\right) + \beta \left(\frac{x}{l}\right)^2 - \frac{\beta}{(1-p)} \frac{x}{l} \left\{ 1 - 2 \frac{x}{l} - \frac{x}{l} \frac{\gamma}{(2-p)} \right\}] F(2\chi, 2p) + \Psi. \quad (16)$$

Здесь

$$\Psi = \frac{e^{-\frac{\gamma}{2} \beta \left(\frac{x}{l}\right)^2}}{(1-p) \Gamma(p)} \left[1 - 2 \frac{x}{l} + \frac{(1-p)}{(2-p)} \frac{x}{l} - \frac{1}{(2-p)} \frac{x}{l} \chi \right]. \quad (17)$$

На основании формул (14) и (16) легко заключить, что величины σ_T , σ_q имеют более сложные выражения и не обязательно должны численно быть одинаковыми, как это было в случае постоянства величины T_n .

До сих пор мы использовали определенные предположения о «начальном» распределении температуры или влажности воздуха. Именно величины T_1 и q_1 принимались постоянными или меняющимися с высотой по одинаковым степенным законам. Последнее предположение, повидимому, правдоподобно, так как в приземном слое воздуха наблюдения подтверждают справедливость предположения о подобии вертикальных профилей метеорологических элементов (температура, влажность, ветер).

Несмотря на это, не представляет особого труда написать формулы, которые будут характеризовать изменение температуры (влажности) воздуха при его движении над водоемом при произвольных значениях T_n и T_1 :

$$T = \frac{1}{\Gamma(p)} \int_{-\frac{x}{2\theta}}^{\infty} e^{-\frac{y^2}{4\theta}} \left(\theta - \frac{y^2}{4\theta} \right)^{p-1} dy + \frac{x^p}{2\theta} \int_0^{\infty} y^{1-p} f(y) e^{-\frac{y^2+y^2}{4\theta}} I_p \left(\frac{xy}{2\theta} \right) dy. \quad (18)$$

Эта формула приведена в работе Д. Л. Ляйтмана [4] и в работе автора [6].

В формуле (18):

$$f(y) = T_1$$

$$\varphi(y) = T_n$$

$$I_p = \text{функция Бесселя}$$

$$\theta = \frac{k_1 x}{u_1 z_1^2}; \quad \eta = \frac{2}{1+2k_1} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1+2k_1}{2}}.$$

Первый член формулы (18) характеризует изменение температуры воздуха в зависимости от изменения температуры поверхности воды. Это выражение мы использовали при получении формул (8), (9), (14), (16).

Второй член характеризует влияние „начального“ распределения (по высоте) температуры воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова М. К. Кинетика испарения. Успехи химии, т. 7, вып. 8, 1938.
2. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, 1954.
3. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях, гл. 5. Гидрометеоиздат, 1948.
4. Лайхтман Л. Л. Трансформация воздушной массы под влиянием подстилающей поверхности. Метеорология и гидрология, № 1, 1947.
5. Слуцкий Е. Е. Таблицы для вычисления неполной Γ -функции. Изд. АН СССР, 1950.
6. Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ., вып. 7, № 120, 1949.
7. Тимофеев М. П. О метеорологическом эффекте орошения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1954.

Т. А. ОГНЕВА

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ НАД ВОДОЕМАМИ

По распределению основных метеорологических элементов (температура и влажность воздуха, скорость ветра) в самом нижнем приземном слое, так же как и в приземном слое, можно судить о процессах влагообмена и теплообмена между водной поверхностью и прилегающими слоями воздуха. При этом, если, например, характер распределения этих элементов подобен, то, следовательно, зная законы обмена для одного из свойств (скажем, для количества движения) можно получить суждение и об обмене тепла или влаги. Кроме того, для расчета потоков необходимо знать изменение по высоте той или иной субстанции, т. е. закономерности вертикального распределения метеоэлементов.

Для однородной поверхности суши законы изменения метеоэлементов в самом нижнем слое воздуха можно считать достаточно исследованными (экспериментально). Для водного слоя этого нельзя сказать. Объясняется это прежде всего техническими трудностями, связанными со спецификой экспериментальных исследований, а также недостаточным вниманием метеорологов к вопросу исследования вертикальных профилей метеоэлементов над водной поверхностью.

Известны отдельные исследования по распределению метеоэлементов над водной поверхностью, включающие наблюдения как над обширными водными пространствами морей (Вюст, Шулейкин, Кузьмин), так и над мелкими водоемами, размером от нескольких квадратных километров (Франсисла, Руденко) до сотен квадратных метров (Соколова, Пиотрович).

В работе С. И. Руденко [1] на основании обобщения всего этого материала, без учета размеров водоема и специфики данных, приведены средние эмпирические кривые относительных изменений скорости ветра и влажности воздуха в слое до 10 м. Из этих кривых следует, что наибольшее изменение абсолютной влажности имеет место в нижних 20 см над водой, а изменение скорости ветра от поверхности до высоты 2 м такое же, как и от 2 до 10 м (это изменение составляет 20%). Следовательно, обобщение эмпирического материала, проведенное С. И. Руденко, указывает прежде всего на нелинейный характер изменения скорости ветра и влажности воздуха в приземном слое, с наибольшими изменениями в первых 2 м над поверхностью воды.

По вопросу о выявлении общих закономерностей в распределении метеоэлементов над водной поверхностью наибольшего внимания заслуживают исследования, в которых одновременно проводятся измерения температуры, влажности и скорости ветра. К таким работам следует отнести наблюдения П. П. Кузьмина [2] и М. Франсисла [3]. К достоинству этих работ, помимо синхронных определений метеоэлементов в приземном слое, следует отнести еще и то обстоятельство, что эксперименты были поставлены в сравнительно чистых условиях водной поверхности.

По выводам П. П. Кузьмина (для условий значительного разгона воздушной массы над морской поверхностью) как распределение скорости ветра, так и распределение температуры и влажности воздуха подчиняется логарифмическому закону, независимо от температурной стратификации. Вместе с тем П. П. Кузьмин отмечает, что в приземном слое возможны нарушения в закономерном распределении температуры и влажности, что связано с гидрологическими факторами (выход глубинных вод при перемешивании, течения и др.).

По данным М. Франсила, полученным на небольшом финском озере площадью около 6 км², скорость ветра в приземном слое (измерения проводились до высоты 3,5 м) хорошо описывается простым степенным законом с показателем степени, равным $\frac{1}{3}$, независящим от состояния устойчивости нижних слоев. По мнению автора, логарифмический закон выполняется менее строго. Однако отклонения от логарифмики настолько незначительны, что вполне можно говорить о выполнении логарифмического закона при величине параметра шероховатости $z_0 = 10^{-4}$ м. Вертикальное распределение температуры и влажности по тем же данным зависит от температурной стратификации и не может быть описано логарифмическим законом. Автор представил изменение этих величин степенной функцией высоты, получив для показателя степени различную величину для разных состояний температурной стратификации от $-\frac{1}{3,8}$ до $-\frac{1}{1,4}$ для температуры и от $-\frac{1}{2,4}$ до $-\frac{1}{2}$ для влажности. На основании того, что профили скорости ветра и профили температуры и влажности не имеют подобия, автор приходит к заключению, что нельзя говорить о подобии в обмене движении, тепла и влаги.

Летом 1954 г. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) проводились синхронные измерения распределения скорости ветра, температуры и влажности воздуха в условиях водной поверхности в мае на оз. Красавица (Ленинградская область) и в июле на Цимлянском водохранилище (Каменская область). Для измерений скорости ветра, температуры и влажности использовались дистанционные анемометры и психрометры большой модели. Наблюдения над водной поверхностью на оз. Красавица (площадь ~4,5 км²) обеспечивались с плота, находящегося на ближайшем расстоянии от берега на 400 м со стороны северных ветров. Со стороны направлений от северо-восточных через юг до северо-западных расстояние плота от берега составляло от 800 до 1500 м. Уровни измерения скорости ветра были 0,28; 0,55; 1,03; 2,00; 3,85 м, уровни измерения температуры и влажности воздуха — 0,2; 0,4; 0,7; 1,2 и 2,0 м.

В связи с тем, что в некоторых случаях пункт измерения метеозадающих находился довольно близко от берега (400 м), важно оценить высоту пограничной поверхности, образующейся при переходе воздушной массы с суши на поверхность воды. Как известно, высота пограничной поверхности будет зависеть от скорости движения воздушного потока, от расстояния, которое проходит воздух над водной поверхностью, а также от интенсивности турбулентного обмена. Если в первом приближении принять величину коэффициента турбулентности, отнесенного к скорости ветра на высоте 1 м, равной $\frac{k_z}{u_1} = 0,015$ (параметр шероховатости 10^{-4} м), то по расчетам высота пограничной поверхности при расстоянии от берега в 400 м несколько превышает 2 м. Учитывая тот факт, что при северных ветрах мы имели всего несколько случаев измерений, можно считать, что полученные нами данные по распределению метеозадающих определяются водной подстилающей поверхностью и не искажены близостью берега.

На Цимлянском водохранилище измерения температуры и влажности воздуха (практически на тех же уровнях, что и на оз. Красавица) велись с мостков, вынесенных на 20 м от берега (глубина до 2,5 м), а распределение скорости ветра по высотам 0,5; 1,0; 2,0; 5,1; 9,6 и 16,2 м обеспечивалось маячной, расположенной на песчаной отмели на расстоянии 100 м от берега. Следует отметить, что пункт наблюдения экспедиции ГГО находился на южной оконечности системы песчаных островов, находящихся в северо-западной стороне прибрежной части водохранилища. Учитывая близость берега со стороны северных ветров, для исследования профилей использовались только те случаи измерений, когда воздушный поток приходил с восточной, южной и западной частей водохранилища, имея reason над водной поверхностью от 10 до 30 км.

Проведение одновременных наблюдений на мостках и в открытой части водохранилища с лодки (на расстоянии 500—1000 м от берега) показало, что по 15 параллельным наблюдениям при ветре с водохранилища средняя разность температуры в слое 0,2—1,5 на мостках составляет $(-0,16^\circ)$, а в открытой части водо-

хранилища $(-0,21^\circ)$. Этот результат указывает на достаточную надежность измерений температуры в прибрежной части при направлении воздушного потока с водоема.

Всего для анализа профилей можно было использовать 55 серий наблюдений по оз. Красавица и 75 серий по Цимлянскому водохранилищу. При этом под «серией» по температуре и влажности на данной высоте понимается период наблюдений в 30 мин., за который производится 6 наблюдений, а по скорости ветра за интервал времени в 30 мин. производится непрерывная запись.

Для установления закономерностей в распределении метеозадающих весь экспериментальный материал был сгруппирован в зависимости от состояния температурной стратификации (за характеристику которой принята разность температуры на поверхности воды и на высоте 2 м) и скорости ветра на 6 групп по оз. Красавица и на 4 группы по Цимлянскому водохранилищу. Средние данные по отдельным группам приведены в табл. 1, 2, 3.

Таблица 1

Наблюдения за скоростью ветра (средние данные)

Величины в м/сек.	Число случаев	Скорость ветра на высотах					$\Delta \bar{T}_{0-2}$	$\Delta \bar{T}_{0,2-2}$
		0,25	0,55	1,03	2,0	3,75		
а) на оз. Красавица								
I группа: $\Delta T \geq 0$								
$u_1 < 3$	6	—	2,3	2,5	2,6	2,7	2,9	0,5
$u_1 > 3$	8	—	3,6	3,9	4,0	4,1	3,6	0,7
II группа: $0 > \Delta T > -5$								
$u_1 < 3$	9	1,4	1,6	1,7	1,8	2,0	-3,0	-0,4
$u_1 > 3$	7	—	3,8	4,2	4,4	4,7	-3,7	-0,8
	4	2,9	3,1	3,4	3,6	3,8	-3,2	-0,8
III группа: $-5 > \Delta T > -10$								
$u_1 < 3$	5	1,7	2,0	2,3	2,5	2,8	-7,9	-2,7
$u_1 > 3$	21	—	4,1	4,5	4,9	5,3	-8,2	-2,1
	8	3,2	3,4	3,8	4,2	4,6	-8,3	-2,3

Величины в м/сек	Число случаев	Скорость ветра на высотах						$\Delta \bar{T}_{0-2}$	$\Delta \bar{T}_{0,2-2}$
		0,5	1,0	2,0	5,1	9,6	16,2		
б) на Цимлянском водохранилище									
I группа: $\Delta T \geq 0$									
$u_1 < 3$	6	2,0	2,2	2,3	2,3	2,4	1,0	-0,2	
$u_1 > 3$	8	5,3	5,7	6,0	6,4	6,7	1,1	-0,1	
	11	—	5,1	5,4	5,7	6,0	0,9	-0,1	
II группа: $0 > \Delta T > -5$									
$u_1 < 3$	9	—	2,1	2,3	2,5	2,8	3,0	-0,5	
$u_1 > 3$	18	—	4,8	5,2	5,6	5,9	—	-1,5	
	9	5,0	5,4	5,9	6,3	6,6	6,9	-0,8	

Таблица 2

Наблюдения за температурой воздуха (средние данные)

Величины в м/сек.	Число случаев	Температура на высотах						u_1
		0,0	0,2	0,4	0,7	1,2	2,0	
а) на оз. Красавица								
I группа: $\Delta T_{0-2} > 0$								
$u_1 < 3$	7	6,4	3,5	3,3	3,2	3,0	3,0	2,1
$u_1 \geq 3$	8	6,4	3,2	3,0	2,8	2,7	2,6	3,8
II группа: $0 > \Delta T > -5$								
$u_1 < 3$	11	11,1	12,9	13,1	13,4	13,7	14,0	1,6
$u_1 \geq 3$	4	7,6	10,8	11,2	11,5	11,7	11,8	4,1
III группа: $-5 > \Delta T > -10$								
$u_1 < 3$	7	11,2	16,4	16,9	17,7	18,5	18,9	2,4
$u_1 \geq 3$	17	9,9	15,9	16,5	17,0	17,6	17,9	4,4
б) на Цимлянском водохранилище								
I группа: $\Delta T > 0$								
$u_1 < 3$	10	26,9	26,1	26,2	26,3	26,2	26,2	2,2
$u_1 \geq 3$	13	24,7	23,8	23,8	23,8	23,8	23,9	5,1
II группа: $0 > \Delta T > -5$								
$u_1 < 3$	25	27,8	29,6	29,7	29,8	29,9	30,0	1,6
$u_1 \geq 3$	24	26,7	28,2	28,4	28,5	28,6	28,8	4,1

Таблица 3

Наблюдения за влажностью воздуха (средние данные)

Величи- ны м.сек.	Число случаев	Влажность на высотах						T_0	ΔT_{0-2}	u_1
		0,0	0,2	0,4	0,7	1,2	2,0			
а) на оз. Красавица										
I группа: $\Delta T > 0$										
$u_1 < 3$	7	9,6	5,2	5,0	4,8	4,7	4,5	6,4	3,4	2,1
$u_1 \geq 3$	10	9,6	5,1	4,9	4,6	4,5	4,3	6,5	3,2	3,9
II группа: $0 > \Delta T > -5$										
$u_1 < 3$	9	14,1	12,1	11,7	11,5	11,4	11,3	11,6	-2,7	1,6
$u_1 \geq 3$	1	10,2	8,2	8,3	7,8	7,9	7,8	7,3	-4,6	6,4
III группа: $-5 > \Delta T > -10$										
$u_1 < 3$	3	13,8	12,3	11,9	11,7	11,4	11,4	8,3	-7,5	1,9
$u_1 \geq 3$	12	11,8	11,3	11,1	11,1	10,9	11,3	9,3	-7,9	4,4
б) на Цимлянском водохранилище										
I группа: $\Delta T > 0$										
$u_1 < 3$	8	35,6	24,6	23,9	23,4	23,1	22,4	26,9	0,8	2,1
$u_1 \geq 3$	9	31,3	21,2	20,5	20,1	19,5	19,0	24,8	0,6	5,7
II группа: $0 > \Delta T > -5$										
$u_1 < 3$	24	37,6	22,8	22,0	21,3	20,6	19,8	27,8	-2,2	1,6
$u_1 \geq 3$	21	35,7	23,5	22,8	22,2	21,5	21,0	26,9	-2,1	4,1

Как следует из этих данных, разность температуры „вода — воздух“ по Цимлянскому водохранилищу как в случае, когда вода теплее, так и в случае, когда вода холоднее воздуха, имеет очень небольшую величину, не превышающую 2° ; следовательно, в среднем для июля термическая стратификация над Цимлянским водохранилищем близка к равновесным условиям, что связано со значительным прогревом водоема в это время года.

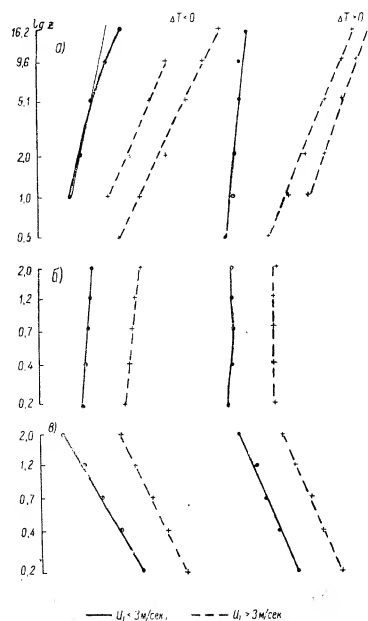


Рис. 1. Распределение метеорологических элементов над Цимлянским водохранилищем.

На оз. Красавица наблюдались гораздо большие различия в температуре воды и воздуха, особенно в случаях сильных инверсий. Поэтому на основании полученных данных можно говорить о распределении метеорологических элементов при значительных отклонениях от равновесной стратификации.

В связи с отличиями атмосферных условий, в которых проводились эксперименты, естественно ожидать и отличий в распределении метеорологических элементов над обоими водоемами.

Рисунок 1, где дано изменение скорости ветра (а) температуры (б) и влаж-

ности (в) воздуха в зависимости от логарифма высоты для Цимлянского водохранилища по данным табл. 1, показывает, что распределение температуры, влажности и скорости ветра в условиях, близких к равновесной температурной стратификации, хорошо удовлетворяет логарифмическому закону. Логарифмическое распределение по данным на оз. Красавица (рис. 2, а, б, в) можно считать выполняющимся только при скоростях ветра больше 3 м/сек., когда имеет место развитый дина-

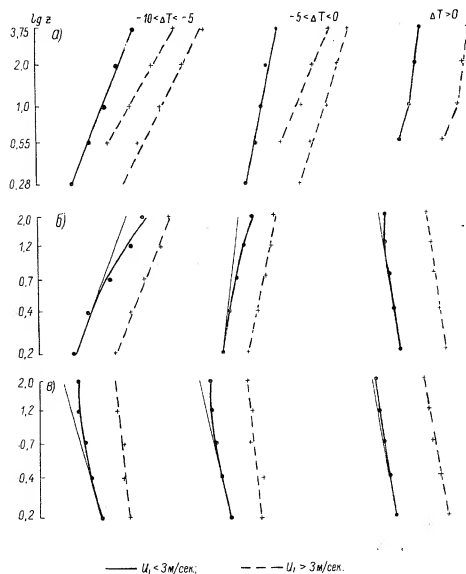


Рис. 2. Распределение метеозадающих над оз. Красавица.

мический обмен. При скоростях ветра меньше 3 м/сек. распределение, особенно температуры и влажности, значительно отличается от логарифмического, как это видно из рис. 2. Эти выводы, как известно, аналогичны тем, которые получаются для распределения метеозадающих над поверхностью суши.

Чтобы выяснить, сохраняется ли подобие в распределении температуры, влажности и скорости ветра, а следовательно, подобие в законах обмена различных субстанций, был проведен анализ экспериментального материала с точки зрения выполнения простого степенного закона. Как известно, при решении ряда метеорологических задач, например в проблеме диффузии, целесообразно использовать степенной закон для вертикального профиля метеозадающих.

Общепринятая форма записи простого степенного закона для скорости ветра имеет вид

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1}{n}},$$

а для температуры и влажности

$$\Delta T = \Delta T_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1}{n}} \text{ и } \Delta q = \Delta q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{1}{n}}.$$

Здесь u и u_1 — скорость ветра на высотах z и z_1 , соответственно, ΔT и ΔT_1 , Δq и Δq_1 — разности температуры или влажности на двух уровнях.

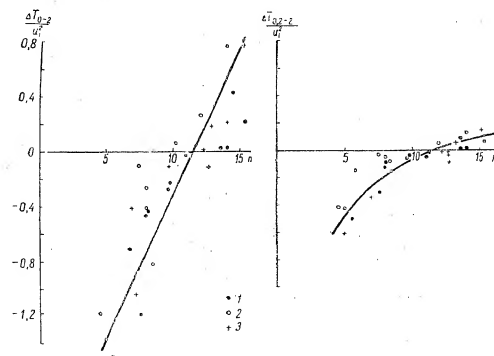


Рис. 3. Связь $1/n$ с $\frac{\Delta T_{0.2-2}}{u_1^2}$ и с $\frac{\Delta q_{0.2-2}}{u_1^2}$.

1 — по скорости ветра, 2 — по температуре, 3 — по влажности.

Величина показателя степени $1/n$, определяющая форму профиля, как показывает ряд исследований, должна зависеть от аэродинамических свойств поверхности, а также от состояния температурного расслоения нижних слоев. Так, например, по данным Фроста [4], при адиабатических условиях для слоя до 125 м (по измерениям скорости ветра на привязном аэростате в Кардингтоне) $1/n = 0,149$, меняясь от 0,77 для условий сильной инверсии до 0,145 при умеренной неустойчивости. По обработке скорости ветра, проведенной Франсисла, $1/n = 0,128$, по данным наблюдений в аэродинамических трубах $1/n = 0,125$ (в среднем).

Результаты обработки наших данных представлены на рис. 3. Здесь дана зависимость величины $1/n$ от состояния термической стратификации нижних слоев для $1/n$, рассчитанных как по распределению скорости ветра, так и по распределению температуры и влажности воздуха; за характеристику термической стратификации принята разность температуры на высотах 0,2 и 2 м, отнесенная к квадрату скорости

ветра на высоте 1 м, и разность температуры в слое 0 и 2 м, отнесенная также к скорости ветра на высоте 1 м. Из этих рисунков выясняется следующее:

1. Величина параметра n не остается постоянной, а увеличивается при неравновесном состоянии и уменьшается с углублением инверсии.
2. Нет заметных отличий в величинах параметра n , определенных по распределению скорости ветра или по распределению температуры и влажности. Разброс точек определяется уменьшением точности вычисления при малых градиентах той или иной величины (например, для распределения скорости и температуры при слабых ветрах на Цимлянском водохранилище).
3. Абсолютная величина параметра n отличается от общепринятого значения в 8 единиц, и по нашим данным при равновесных условиях $1/n = 1/11,5 = 0,09$. Это значение подтверждается на материале распределения скорости и температуры в слое 0 и 2 м, то в первом приближении его можно принимать линейным, удовлетворяющим выражению

$$n = 11,5 + 5,1 \frac{\Delta T}{a_1}$$

При оценке n по разности температуры на двух уровнях в воздухе наблюдается нелинейная связь, более резко выраженная при неравновесных условиях и менее — при инверсиях.

Эти общие черты в подобии распределения метеоэлементов говорят прежде всего о том, что нет никаких оснований предполагать существенные различия в количественных характеристиках обмена для тепла, влаги и количества движения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руденко С. И. Испарение с водной поверхности и потери на испарение с больших водоемов. Труды ГГИ, вып. 3 (57), 1948.
2. Кузьмин П. П. О вертикальном градиенте скорости ветра, температуры и влажности воздуха над морем. Труды ГГИ, вып. 11, 1941.
3. Franssila M. Zur Frage des Wärme- und Feuchteaustausches über Binnenseen. Mitteilungen des Meteor. Inst. der Univers. Helsinki, № 42, 1940.
4. Sutton O. G. Micrometeorology. New York—Toronto—London, 1953.

И. С. БОРУШКО

ВЛИЯНИЕ ВОДОЕМА НА ТЕМПЕРАТУРУ И ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА ОКРУЖАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

Строительство крупных гидроузлов, которое быстрыми темпами осуществляется в нашей стране, связано с постройкой больших водохранилищ. Уже сейчас, как известно, имеются Рыбинское, Московское, Цимлянское и Днепровское водохранилища, а с введением в ближайшее время в эксплуатацию новых гидроэлектростанций на Волге, Днестре и других реках будут созданы новые водохранилища. Несмотря на специальное назначение создаваемых искусственных водоемов, по гидрометеорологическому режиму они сходны с естественными водоемами типа озер и рек. Существует предположение, что вновь созданные моря могут существенно изменить климат окружающей территории. Исследование этого вопроса имеет не только познавательный интерес, но и практическое значение, поскольку юг Европейской территории Союза ССР, на которой строятся водохранилища, отличается континентальным климатом, где нередки случаи засухи и засухи и сильно ощущается недостаток воды для нужд сельского хозяйства.

До сих пор пока нет исчерпывающих данных по вопросу влияния водоемов на метеорологические элементы (в частности, температуру и влажность воздуха) окружающей местности, хотя аналогичными проблемами занимались ряд авторов. Так, в работах последних лет М. С. Ляхова [1] и Е. Капса [2] рассматривается влияние рек на микроклимат окружающей территории. Эти работы представляют несомненный интерес, так как авторы приводят результаты исследований, проведенных на крупных рр. Волге и Эльбе. В работе М. С. Ляхова установлено, что Волга в районе Астраханской области существенно изменяет температуру и влажность приземного слоя воздуха. Ширина зоны влияния реки простирается на расстоянии 500—1000 м. При ветре с реки дневная температура понижается на 1—2°С, и приблизительно на такую же величину повышается ночная температура; относительная влажность увеличивается на 4—5%. По данным Капса обнаруживается влияние р. Эльбы (при ширине ее 500 м) на температуру воздуха при ветре с реки на расстоянии до 150 м, причем днем наблюдается понижение температуры приблизительно на 2°С, а ночью повышение на 0,1—0,3°С.

По данным Б. П. Коноводова [3], влияние северных озер (Онежского, Ладожского, Белого и Сегозера) на дефицит влажности ограничивается полосой приблизительно до 4 км. В среднем годовом по многолетним данным различие дефицита влажности между озерными и континентальными станциями составляет 1,3 мб, а за теплый период с апреля по октябрь — 2,1 мб.

Следует упомянуть о работе Л. Штраммер [4], который в 1937 г. проводил измерения температуры воздуха на севере Германии в прибрежной полосе в трех точках: у уреза воды и на расстояниях 400 м и 1,5 км. При ветре с моря температура воздуха у берега была ниже на 2,8°С по сравнению с температурой на расстоянии 1,5 км; в штилевую погоду различия температур в крайних точках составляли 2,0°С.

Таким образом, следует ожидать летом в умеренных широтах понижение температуры воздуха днем и повышение влажности в прибрежной полосе под влиянием водоема.

В данной работе приводится экспериментальный материал экспедиции Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) 1954 г. по наблюдениям за горизонтальной изменчивостью температуры и влажности воздуха на побережье Цимлянского водохранилища.

Цимлянское водохранилище расположено на территории Каменской области. Общая вытянутость водохранилища от г. Калач до ст. Цимлянской составляет приблизительно 200 км, ширина же в отдельных местах доходит до 35 км. Окружающая территория является равнинной степной частью Европейской территории Союза ССР. Правый, западный берег водохранилища — возвышенный, местами

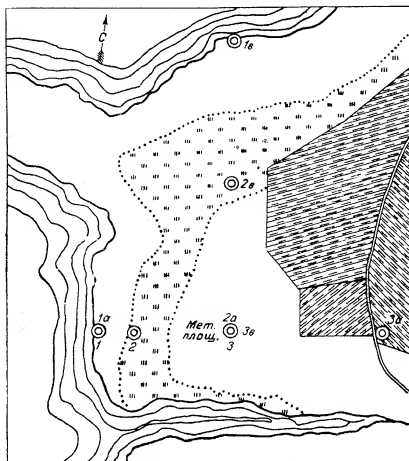


Рис. 1. План местности. М = 1:20 000.

крутой, в отличие от отлогого, равнинного левого берега. Почвы черноземные и каштановые с типчково-ковыльной растительностью.

Пункт наблюдений находился на левом отлогом берегу, в 10 км от плотины; ближайший небольшой поселок был на расстоянии 4 км. Основная площадка наблюдений по тепловому балансу была расположена на полуострове, омываемом с запада и северо-запада водами, а с юга глубоко в сушу впадался узкий залив, образовавшийся при затоплении банки. Расстояние от метеорологической площадки до водоема на запад равнялось 850 м, на север 1,8 км (рис. 1).

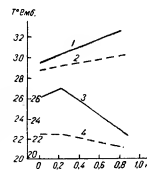
Подстилающая поверхность у берега полусой в 150—200 м представляла собой обмелевшую часть илистого дна водохранилища без растительности. Далее, вглубь суши, находилась полоса шириной 150—200 м на западе и 500 м на севере, покрытая лебедой, достигавшей местами метровой высоты. Остальная местность в районе метлощадки была покрыта колючей степной травой, высотой до 50 см (к концу экспедиции).

Экспедиционные наблюдения проводились в июле, когда, как правило, стоит сухая, малооблачная погода. В этот период наблюдался существенный контраст температуры воздуха над водой и над сушей. В период экспедиционных наблюдений температура воды водохранилища была порядка 25—28°; максимальная температура поверхности почвы на метлощадке была 52—62° (днем) и минимальная температура 14—18° (ночью).

Наблюдения проводились при ветрах, направленных перпендикулярно берегу, т. е. при ветрах западного или северного румбов. Измерения температуры и влажности велись по горизонтали одновременно в трех точках по аспирационному психрометру Ассмана на высотах 20 и 150 см, при этом производилось шесть отсчетов в течение получасового срока. Скорость ветра измерялась анемометром "Метеор" на высоте 2 м. Для крепления приборов были оборудованы специальные переносные рейки.

Первое наблюдение было проведено 2/VII. Пункты наблюдений были расположены при западном направлении ветра в следующем порядке:

Урез воды	точка 1
Заливной луг, 200 м от берега	2
Метлощадка, 850 м от берега	3



На рис. 2 дано изменение температуры и абсолютной влажности воздуха за 2/VII в 12 час., где по оси ординат отложены изменения температуры и влажности воздуха на высоте 20 см (сплошная линия) и высоте 150 см (пунктирная линия), а по оси абсцисс — расстояния от берега в км.

Из рисунка видно, что влажность воздуха в точке 2 на заливном лугу заметно выше, чем в точке 1 у воды. Это объясняется большим испарением с травы заливного луга. Температура же воздуха, как и следовало ожидать, с удалением от берега повышается. Скорость ветра была в приводимом примере на метлощадке 2,5 м/сек. Аналогичный излом профиля влажности наблюдался 6/VII в сроки 8 час. и 10 час., тогда как 2/VII в 18 час. при безразличном состоянии атмосферы падение влажности с удалением от моря было плавным из-за уменьшения транспирации влаги растениями. В дальнейшем измерения в точке 2 не производились. Впоследствии были взяты следующие пункты наблюдений:

Урез воды	точка 1а
Метлощадка	2а
Степь, скошенный подсолнух, 900 м от метлощадки	3а

При расстояниях пунктов друг от друга 850 и 900 м можно считать изменение температуры и влажности воздуха по горизонтали на различных расстояниях от берега обусловленными только влиянием водохранилища. Наблюдения проводились эпизодически, раз или два в сутки в дневное время, в среднем от 7 до 19 час.

В зависимости от состояния атмосферы весь материал наблюдений оказалось возможным разбить на две основные группы: наблюдения при устойчивой и при неустойчивой стратификации приземного слоя атмосферы. Стратификация определялась по изменению температуры в слое 20—150 см за все сроки наблюдений по данным метлощадки. В результате материалы наблюдений в сроки от 7 до 16 час. были отнесены к неустойчивой стратификации, а в срок 18 час. — к устойчивой стратификации атмосферы.

Влияние водохранилища на температуру воздуха

При неустойчивой стратификации можно было использовать 8 серий наблюдений по изменчивости температуры воздуха при западном ветре, в трех точках, которые приведены в табл. 1.

Таблица 1

Изменение температуры воздуха по горизонтали на высотах 20 и 150 см при неустойчивой стратификации атмосферы

№ серий	Дата	Время (в час.)	Температура воздуха (T) на высотах						
			урез воды		метплощадка		степь		
			T ₂₀	T ₁₅₀	T ₂₀	T ₁₅₀	T ₂₀	T ₁₅₀	
1	10/VII	10	29,9	29,3	33,0	31,5	35,1	33,4	
2		15	29,9	30,2	32,8	32,0	35,1	33,2	
3	11/VII	9	27,8	27,7	29,9	28,8	32,7	30,0	
4	17/VII	9	23,0	22,7	25,2	24,2	26,9	25,0	
5	19/VII	12	27,2	26,2	29,3	27,6	31,8	29,3	
6	26/VII	12	24,2	23,6	26,6	24,8	28,2	25,8	
7		14	25,4	24,9	27,9	26,2	29,7	27,4	
8		16	25,6	25,7	27,4	26,5	29,0	27,4	
Средн.			12	26,7	26,3	29,1	27,7	31,0	28,9

Осредняя данные величины, можно построить профиль изменения температуры по горизонтали на высотах 20 и 150 см при неустойчивой стратификации (рис. 3).

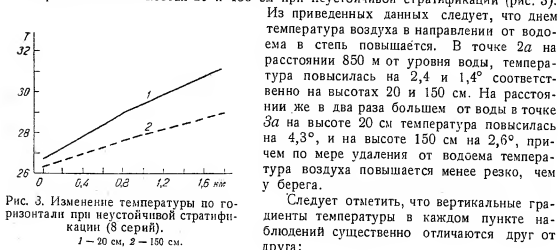


Рис. 3. Изменение температуры по горизонтали при неустойчивой стратификации (8 серий).
1 — 20 см, 2 — 150 см.

$$\begin{aligned} \text{Урез воды} & \dots \dots \frac{dT}{dz} = -30,7 \text{ град./100 м} \\ \text{Метплощадка} & \dots \dots \frac{dT}{dz} = -110,0 \text{ град./100 м} \\ \text{Степь} & \dots \dots \frac{dT}{dz} = -162,0 \text{ град./100 м} \end{aligned}$$

Таким образом, можно говорить о нарастании неустойчивости атмосферы с удалением от водохранилища.

На рис. 4 приведен профиль температуры за 19/VII в 12 час. (при ветре 2,9 м/сек.), построенный по измерениям в четырех точках. Четвертая точка находилась примерно на расстоянии 3,5 км от водоема, или 1750 м от третьей точки. Такое измерение было единственным, и делать на основе его какие-либо выводы преждевременно, но можно отметить все же, что заметного влияния на температуру воздуха на расстоянии 3,5 км не обнаружено. Судя по изменению угла наклона профиля температуры, основное увеличение температуры воздуха происходит в прибрежной полосе на расстоянии порядка 2 км.

При северном направлении ветра пункты наблюдений были расположены в следующем порядке:

Урез воды точка 1в
Пастбище, 900 м от воды 2в
Метплощадка, 1800 м от воды 3в

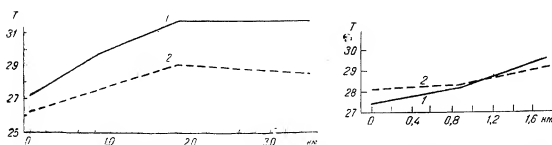


Рис. 4. Изменение температуры по горизонтали 19/VII в 12 час.
1 — 20 см, 2 — 150 см.

Наблюдения, проведенные 20/VII в 15 час., дали следующие значения температуры воздуха при ветре 3,4 м/сек. (табл. 2).

Таблица 2

Изменение температуры в 3 точках на высотах 20 и 150 см				
Высота (в см)	Точка 1в	Точка 2в	Точка 3в	Разность температур в точках 3в и 1в
20	29,2	30,7	32,4	3,2
150	28,2	30,2	30,7	2,5

Таблица 2 показывает, что при северном направлении ветра с водоема, как и при западном ветре, температура воздуха с увеличением расстояния от воды заметно повышается.

При устойчивой стратификации атмосферы (см. график рис. 5, который построен по осредненным данным 4 серий наблюдений за 18 час.) изменения температуры воздуха по горизонтали под влиянием водоема в два раза меньше, чем при неустойчивой стратификации. В эти часы инверсия температуры больше у водоема, чем на метплощадке, в то время как в степи, на расстоянии 1750 м, она еще не образовалась. Объясняется это перераспределением составляющих теплового баланса в вечерние часы.

В ночные часы водохранилище должно оказывать охлаждающее влияние на побережье, так как температура воды в это время на 5—10° выше температуры поверхности почвы на метплощадке.

Таким образом, воздушные массы, проходящие над водохранилищем в дневные часы в течение июля, охлаждаются, тем самым понижая температуру воздуха на 3—4° в прибрежной полосе шириной до 2 км. Наибольшие изменения темпера-

туры по горизонтали наблюдаются на поверхности почвы и вблизи ее. Можно получить зависимость разности температур в двух точках (урез воды — метлошадка, 850 м) от высоты по осредненным данным за 8 серий наблюдений:

на поверхности почвы $z = 0$ см, разность температур $\Delta T = 18,2^\circ$
на высоте $z = 20$ см, разность температур $\Delta T = 2,4^\circ$
на высоте $z = 150$ см, разность температур $\Delta T = 1,4^\circ$.

По приведенным данным построен график (рис. 6), из которого следует, что разности температур воздуха между урезом воды и метлошадкой должны сохраняться до значительных высот, причем изменение разности температур с высотой будет происходить не линейно, а по степенному закону с показателем степени, приблизительно равным $-0,3$, т. е.

$$\frac{\Delta T_1}{\Delta T_2} = \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^{-0,3}$$

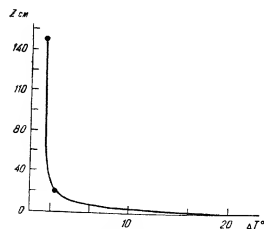


Рис. 6. Зависимость горизонтальной разности температур от высоты.

Данные изменения абсолютной влажности по горизонтали при неустойчивой стратификации атмосферы приведены в табл. 3.

ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩА НА ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

За время экспедиционных работ на побережье наблюдалось большое изменение влажности как по горизонтали, так и ото дня ко дню. У водоема были отмечены на высоте 150 см максимальные значения относительной влажности 73% и минимальные значения 35%, тогда как в степи, на расстоянии 1750 м от водоема, максимальные значения составляли 62% и минимальные 22%.

Таблица 3

Изменение влажности воздуха по горизонтали на высотах 20 см и 150 см при неустойчивой стратификации атмосферы

№ серий	Дата	Время (в час.)	Влажность воздуха (e) на высотах					
			урез воды		метлошадка		степь	
			e_{20}	e_{150}	e_{20}	e_{150}	e_{20}	e_{150}
1	10/VII	10	27,8	23,1	22,4	20,7	19,0	19,1
2	10/VII	15	26,0	23,7	20,3	20,2	17,8	18,5
3	11/VII	9	25,0	23,6	23,1	21,5	19,7	19,1
4	26/VII	12	17,2	11,4	11,6	11,2	8,7	9,2
5	26/VII	14	16,7	10,9	13,8	10,3	9,1	8,0
6	26/VII	16	15,2	11,7	12,1	10,4	8,4	8,5
Среднее . . .			21,3	17,4	17,2	15,7	13,8	13,7

На рис. 7 представлен профиль изменения влажности по горизонтали при неустойчивой стратификации, построенный по осредненным данным табл. 3, из которого видно, что в дневные часы наблюдается быстрое падение влажности на участке от уреза воды до точки 3a в степи. Среднее различие абсолютной влажности на этом участке составило на высоте 20 см — 7,5 мб и на высоте 150 см — 3,7 мб, т. е. изменение влажности по горизонтали, так же как и температуры, существенно меняется с высотой. Можно предполагать, что на расстоянии более 1750 м будет происходить дальнейшее постепенное уменьшение влажности.

Изменение влажности в 18 час. при устойчивой температурной стратификации атмосферы по горизонтали представлено на рис. 8. График построен по осредненным данным трех серий наблюдений за 12/VII, 17/VII и 18/VII. В эти часы в прибрежной зоне от уреза воды до метлошадки (850 м) наблюдается слабое падение влажности и уменьшение градиента влажности у воды в слое 20—150 см по сравнению с дневными сроками, что может быть вызвано уменьшением испарения с поверхности воды.

Следует отметить, что по материалам наблюдений содержание влаги в воздушной массе существенно зависит от пути, проходимого воздухом над водой. Так, при северном направлении ветра, когда воздушные массы проходят над водоемом расстояние в 13 км, т. е. в два раза большее, чем при западном ветре, отмечалась большая абсолютная и относительная влажность и более быстрое ее уменьшение с увеличением расстояния от водохранилища. Например, 20/VII в 15 час. на высоте 150 см получали следующее изменение абсолютной влажности по горизонтали:



Рис. 7. Изменение влажности воздуха по горизонтали при неустойчивой стратификации.
1 — 20 см, 2 — 150 см.

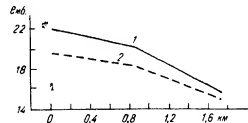


Рис. 8. Изменение влажности по горизонтали при устойчивой температурной стратификации атмосферы.
1 — 20 см, 2 — 150 см.

Урез воды, точка 1a 24,2 мб
Степь, точка 2a 18,8 мб
Метлошадка, точка 3a 17,6 мб

Здесь разность влажности на урезе воды и на расстоянии 1800 м от водоема составила 6,6 мб, вместо 3,7 мб на таком же расстоянии при западном направлении ветра.

При ветре с суши на море различие влажности на этом же участке составило всего 0,3 мб. Таким образом, обогащение воздушной массы влагой существенно зависит от продолжительности ее пребывания над водоемом.

В заключение следует отметить существенное влияние Цимлянского водохранилища на температуру и влажность воздуха окружающей территории. При ширине водохранилища до 13 км его влияние на температуру и влажность воздуха хорошо прослеживается на расстоянии от берега не менее 3—4 км.

Влияние водоема на микроклимат (температуру и влажность воздуха) окружающей территории наиболее ярко проявляется при неустойчивом состоянии воздуха, т. е. при обычных условиях и, следовательно, более заметно днем, чем ночью. Кроме того, изменение характеристик воздуха под влиянием водоема сильно уменьшается с высотой и поэтому обычными методами метеонаблюдений может иногда и не обнаруживаться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляхов М. Е. Микроклиматические наблюдения в районе Черного Яра Астраханской области. Сборник "Микроклимат и климат исследования в Прикаспийской низменности". АН СССР, 1953.
2. Kaps E. Die Temperaturverhältnisse an der Elbe zwisch Ufer und Deich Annalen der Meteorologie 1933/34, Heft 1—2.
3. Коноводов Б. П. Влияние больших озер на распределение дефицита влажности воздуха. Труды ГГИ, вып. 11, 1941.
4. Stramm L. Kleinklimatische Untersuchungen im Westenschegebiet. Schr. Geogr. Lust Univ. Kiel, 8 Heft I, 1938.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
6	13 св.	Решение уравнения (12)	Решение уравнения (15)
9	1 см. $A(1-n_0)$ $A(1-n_0)I$
9	2 см. $k'_{a+c}(n_0-n_H)I$ $k'_{a+c}(n_0-n_H)I$
26	10 св.	над водой (z)	над водой (z_0)
54	5 св.	$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\alpha}$	$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\alpha}$

Зак. 754.

Редактор Л. А. Келарев.

Техн. редактор А. А. Соловейчик.

Корректоры: З. И. Мироненко и Н. И. Оршер.

Сдано в набор 2/VIII 1956 г.

Подписано к печати 20.IX 1956 г.

Бумага 70 × 108/16.

Бум. л. 2,38.

Печ. л. 6,51.

Уч.-изд. л. 6,91.

Тираж 1100 экз.

М-40203.

Индекс МЛ-144.

Издательство Гидрометеоиздата, Ленинград, В. О., 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 754.

Цена 4 руб. 85 коп.

2-я типография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.